中央人民政府高等教育部推薦

高等學校教材試用本

普通地質學

上册

С. А. ЯКОВЛЕВ著

馬萬鈞譯

商務印書館

中央人民政府高等教育部推薦
高等學校教材試用本的說明

充分學習蘇聯的先進經驗，根據國家建設需要，設置專業，培養幹部，是全國高等學校院系調整後的一項重大工作。在我國高等學校裏，按照所設置的專業試用蘇聯教材，而不再使用以英美資產階級教育內容爲基礎的教材，是進一步改革教學內容和提高教學質量的正確方向。

一九五二年九月二十四日人民日報社論已經指出：'蘇聯各種專業的教學計劃和教材，基本上對我們是適用的。它是眞正科學的和密切聯系實際的。至於與中國實際結合的問題，則可在今後教學實踐中逐漸求得解決。'我們現在就是本着這種認識來組織人力，依照需要的緩急，有計劃地大量翻譯蘇聯高等學校的各科教材，並將繼續向全國推薦，作爲現階段我國高等學校教材的試用本。

我們希望：使用這一試用本及今後由我們繼續推薦的每一種試用本的教師和同學們，特別是各有關教研組的同志們，在教學過程中，對譯本的內容和譯文廣泛地認眞地提出修正意見，作爲該書再版時的參考。我們並希望各有關教研組在此基礎上逐步加以改進，使能結合中國實際，最後能編出完全適合我國需要的新教材來。

中央人民政府高等教育部

中央人民政府高等教育部推薦
高等學校教材試用本

普通地質學

上册

C. A. 雅可甫列夫著
馬萬鈞譯

中國科學院圖書館

商務印書館

中科院植物所图书馆
S0003132

本書係根據蘇聯地質文獻出版社（Государственное издательство геологической литературы）出版的雅可甫列夫教授（С. А. Яковлев）所著“普通地質學”1948年修訂第九版譯出。原書經蘇聯地質部推薦可作地質專修科教本用，並由蘇聯高等教育部於1949年批准的爲“礦產地質勘探”、“水文地質及工程地質”、“地球物理探礦”、“勘探技術”、“成層礦床探掘”、“金屬礦床探掘”、“礦山測量”、“礦山電工”、“選礦”及“礦山企業建設”等專業所用。在“普通地質學”的課程“教學大綱”中也被列爲主要參考書之一。

原書分三部：第一部講靜力地質學，第二部講動力地質學，第三部講歷史地質學。

爲適應“普通地質學”課程“教學大綱”的要求，譯本只包括原書前兩部及第三部開頭有關的部分，至於“歷史地質學”一部的本文則完全沒有譯。

本書的翻譯工作主要是由北京地質學院普通地質教研室馬萬鈞同志負責的，同時參加翻譯，譯稿整理和校對的還有王世英、杜精南、郝詒純、莊培仁、翁玲寶、陳華慧、趙鵬大、蔣蔭昌、邊兆祥諸同志。

本書翻譯過程中，時常得到蘇聯專家加里寧（П. В. Калинин）教授的幫助和指導，謹在這裏向他表示謝意。

普 通 地 質 學

上 冊

馬 萬 鈞 譯

★版權所有★

商 務 印 書 館 出 版

上海河南中路二一一號

中國圖書發行公司 發 行

商務印書館北京廠 印 刷

（58348A）

1953年9月初版 版面字數238,000

印數1—12,000 定價￥13,500

原編者序

C.A. 雅可甫列夫教授所著“普通地質學教本”一書第八版出版於一九三八年，早就售完，第九版出書已是必不可免的事。本書第九版和第八版比起來是完全改寫過的，地球的成分一節內容大大充實了；動力地質學一部分也增多了；歷史地質學一部分也相當地增多了；插圖加多了，很多插圖換了新的。

雅可甫列夫教授這部書包括三部分：(一)靜力地質學——研究地殼的成分和地殼的現狀，(二)動力地質學——研究各種地質作用及其所引起的地殼中的各種變化，(三)歷史地質學——研究地球的歷史及在地球上生活的生物界，所有這幾部分組成一個整體，成爲普通地質學這一門課程。本書是根據中等技術學校“普通地質學”課程教學大綱編寫的，但是因爲本書包含材料的豐富，而且又是在高度的理論水平上敍述出來的，因此，這本書也可以推荐作爲一般高等學校的教學參考用書。

編者(Д.Я.斯特林)

1476022

讀者注意

1. 譯本中數字採用四位分段法，分段處間隔稍大。如：地球和太陽的平均距離是 1 4950 0000 公里，即讀爲，1（億）4（千）9（百）50（萬）公里。

2. 本書長度單位爲：

公里（KM），公尺（M），公寸（ДM），公分（CM），公厘（MM）。

上册目錄

原編者序……………………………………………………………………i
緒論 ……………………………………………………………………………1
地質學及其派生的各門科學的內容和任務 ………………………………1
地質學的方法(5) 地質學的發展(8)
地質學對實際工作的意義 ……………………………………………15
沙皇俄國時代以及蘇維埃時代的地質勘査工作 ………………………16

第一部 地殼靜力學

一、地球的形成………………………………………………………………19
近代概念中的原子(20) 同位素(21) 原子核(22) 電子(22) 原子能(23) 原子核反應(25)
天體的成分 …………………………………………………………………28
隕石(28) 光譜分析(30) 太陽表面的溫度(32) 主星序上的星(34) 紅巨星(34) 白矮星(35) 天河(35) 銀河系(37) 銀河系星雲(37) 外銀河系(38) 太陽系(40)
太陽系行星起源的學說 ……………………………………………………12
康德-拉普拉斯學說(43) 張伯林-穆爾頓學說(46) 金斯學說(47)
二、地球的形狀和大小………………………………………………………49
三、地球的物理性質 …………………………………………………………51
地熱(51) 重力(52) 地球的密度(55) 地球的磁性(56)
四、地球內圈的狀態 …………………………………………………………60
關於地球內部狀態的學說 …………………………………………………61
氣態地核說(61) 液態地核說(63) 固態地核說(63)
五、地球外圈的構造 …………………………………………………………66
甲、大氣圈 ……………………………………………………………………67
乙、水圈 ………………………………………………………………………80

丙、岩石圈……89
礦物的概念,結晶質及非結晶質的概念……94
最主要礦物的分類和描述……97
岩石……111
(一)火成岩……111
岩漿及岩漿分化作用的概念……112
岩石的構造和組織……116
火成岩的分類……117
金屬礦……128
金屬礦的產狀……128
金屬礦的形成……130
(二)沈積岩(水成岩)……139
碎屑沈積岩……140
化學沈積岩……143
生物沈積岩……145
(三)變質岩……150

第二部　地殼動力學

地質作用……157
外力作用……164
一、風化作用……154
(一)物理的風化作用……164
(二)化學的風化作用……171
(三)生物的風化作用……174
二、剝蝕作用……176
(一)吹颺作用(吹蝕)……177
(二)磨刷作用(磨蝕)……185
(三)侵蝕作用……188
甲、洗刷作用……188
乙、冲刷作用……191
丙、潛蝕作用(蛀蝕)及腐蝕作用(殘蝕)……212
(四)衝蝕作用……229
(五)刨刮作用……237

普 通 地 質 學

緒 論

地質學及其派生的各門科學的內容與任務

地質學——俄文 геология 是一個古希臘字，意思是關於大地的論說，也就是現在我們所說的研究地球的科學。

地球，和一切的對象一般，可以從兩種觀點加以研究，即：一，從歷史的觀點，二，從地球現狀的觀點出發加以研究。

地質學就是這樣既從第一個、又從第二個觀點對地球進行研究的科學。

地球上存在着兩種彼此截然不同的世界：生物界和無生物界。在歷史的過去這方面，兩種世界都是地質學研究的對象。但在現代這方面，地質學却只研究現代的無生物界，只是當生物界對無生物界有了一定影響的時候，才涉及到生物界。

就是現代狀況的無生物界也並不全部都是地質學討論的對象。

地質學並不研究構成地殼的各種原始的化學元素的性質，也不研究它們彼此間的反應，因爲這屬於化學討論的範圍。同樣，地質學也不研究物質在各種狀態中所特有的現象和性質，在這方面地質學就利用物理方面的材料。

地球的幾個巨大組成部分，即：(一)空氣——大氣圈，(二)水——水圈，也不屬於地質學討論的範圍，而是氣象學、水文學和自然地理學所研究的對象。地質學只是利用這幾門科學的材料去瞭解大氣圈、水

圈和地質學所研究的主要對象——地球的硬殼也就是岩石圈之間所存在的相互關係罷了。

岩石圈是由石頭構成的，換句話說是由岩石構成的。岩石是由一些比較簡單的物體——礦物所組成的複雜的物體。礦物本身也是一種複雜的物體，可以分爲許多原始組成部分，卽分爲許多化學元素。地質學並不從事化學元素的研究，這是化學研究的對象；地質學研究的範圍是從地殼中的基本對象，卽從肉眼可見之原子的最簡單的集合體，也就是從礦物開始的。

礦物是一種天然存在的自然物體，具有完全均一或近乎均一的物理的和化學的性質。地球上礦物的種類在兩千以上，礦物的化學成分，就每個個別的礦物來說，雖然多少是固定的，但就所有礦物來說，却極爲紛雜。研究礦物的化學成分、物理性質以及礦物的成因的科學叫做礦物學。

大多數礦物都是晶體，就是說是具有規則的、可以用數學表示的外形，並且以組成礦物的原子的有規律的排列爲特性。礦物的基本外形數目不多，一共 32 種，但是由這些基本形體所組成的綜合形體却多得很。研究礦物晶體的外形及其原子排列規律的科學叫做結晶學。

礦物在地殼中通常都不是彼此孤立地存在着，而是按照一定的規律集合成羣的——這就是岩石。研究岩石的成分，研究組成岩石的礦物的組合規律，並研究岩石的形成規律的科學就是岩石學。

岩石不光是可以按照成分加以研究，還可以按照它在各處分佈的情形，按照岩石中所含的化石和鑛石的性質加以研究。例如，可以研究某一帶山岳中或者某一個地區裏的岩石，研究它的分佈情形和它所含有的化石等問題。這一種研究，卽研究岩石在一定區域的分佈情形，並描述岩石的地質構造，描述岩石所含有的、過去曾經生活過的生物的遺體——化石，以及岩石所含的鑛石的這一種研究，就是區域地質學。

還有一種研究岩石的方法，這種研究不是從岩石的成分和它在某

一區域的分佈情形的觀點出發,而是從岩石在其他各地層之間,在地殼中的垂直方向上,所處的層位爲出發點的。或者照一般的說法,是從岩石在地殼剖面中所處的位置爲出發點的。爲此,就要研究這種岩石在一個地點、一個剖面中在其他岩層內所處的層位,並且要比較這種岩石的層位和同一岩石在另一地點、另一剖面中所處的層位。這樣就從一條基本原理得出了下面的結論:同一時期形成的地層,或者換句話說,同一個地質層位在全球各處都可以發現,並且具有同樣的化石作爲特徵。能够代表任何一個地質層位的化石叫做標準化石,根據標準化石就可以在地球上任何一處認出那個地質層位來。由於研究地殼中各種地質層位的重疊順序的結果,製訂了地殼的所謂正常剖面。研究岩石在正常地殼剖面中的位置的這一門地質科學叫做地層學。區域地質學主要是描述地層的,而地層學則把所有的地層加以系統化。因此,地層學不能只限定於研究一定地理範圍以內的某一個地點上的一種岩石或一個岩層,而應當在地球上所有各處去追究這一個岩層,並且指出這一個岩層和其他地區同一地質層位的岩層相比時所具有的一切不同之處。

地層在有些地點層位是水平的,或者說層位是正常的,但是在另一些地點却經過了複雜的破壞與變動。研究各種變動形式,或者說各種地質構造,以及各種地質構造的形成與其相互關係的問題便是大地構造學的任務。

包含在岩石裏的動植物的殘餘,即所謂化石,大部分或者是動植物的硬殼,或者只是動植物外皮的印痕,同樣也是一門獨立的科學——古生物學研究的對象。古生物學又劃分爲古植物學和古動物學。古植物學從事於植物化石的鑑定及其分類的工作,並從事於闡明植物界的發展問題。換句話說,古植物學在歷史過去方面所負担的任務正如同植物學在今天所負担的任務是一樣的。古動物學從事於古代動物化石的鑑定及分類的工作,並且從事於編定古代動物界的血統族譜,這樣,也就是

從事於如同動物學對現代動物界所做的工作一樣。

如果在研究今天地球的成分和狀態的問題上，地質學是和其他一些自然歷史科學對地球各圈的研究分了工，但是在歷史過去方面地質學却同時在完成着植物學、動物學、自然地理學以及氣象學的任務，而成了一種百科全書式的科學，包羅了地球各大圈中過去所發生過的一切現象。

所有這種種描述性的及系統性的科學，除了它本身所特有的目的和他們所鑽研的問題以外，同時又是歷史地質學的基礎，爲歷史地質學提供着研究的材料；歷史地質學的主要任務在於編定地球的歷史，目的在爲自地球生成以來到今天爲止的整個期間所發生過的地面的變化、地球上的海陸分佈、平原與山岳的分佈、氣候帶的分佈、動物地理區及植物帶底分佈、以及全部生物界的演化等等鈎出一幅總的畫面來。

這些就是地質學以及由其分出的各種研究地殼的科學的主要任務。這些科學當中有些已經發展起來，並且老早就在其他科學中間取得了獨立的地位，其中有些甚至比地質學本身的發展歷史還要悠久，比如礦物學就是這樣的；礦物學比地質學出現的時間要早，而且地質學甚至可以說還是從礦物學中脫胎出來的，不過後來地質學大大地發展起來，使得爲它開端的礦物學倒反而變成只是地質學的許許多多的組成部門之一了。

其餘幾種科學從地質學中脫胎而出的時間比起來還不太久，因而也沒有像礦物學那樣研究得完美。屬於這一類的有岩石學，大約是在六十年前分出來成爲一門獨立的科學的，此外還有大地構造學，不過到最近才獲得了獨立的地位。

編定地球的歷史是地質學的主要任務，然而，除了這個以外，地質學還追求一些其他的目的。地質學要研究地面的形態，研究它怎樣形成，研究地殼的成分及地球內部的狀況，研究地層中所含的礦產——金屬礦、煤、石油、鹽等等。此外，地質學還要研究由於各種地質作用所引

起的地球表面與內部的種種變化，並且還要研究各種地質作用的本身。

配合着這些任務，可以把地質學分作三大部分：一、靜力地質學——研究地殼的現狀和組成；二、動力地質學——研究各種地質作用及由其所引起的地殼中的各種變化；三、歷史地質學——研究地球的歷史以及生活在地球上的生物界。

地質學的方法　要對一門科學能有一個一般的概念，光是知道這門科學所追求的目的，以及這門科學分爲多少門類是不够的，還必須指出爲達到這樣的目的這門科學所採取的是一些什麼樣的手段。每一門科學，除了必須具有它所鑽研的對象以外，還必須有一些方法，靠這些方法，這門科學正解決着或者趨近於解決它當前的問題。

地質學的任務旣然歸做三種：研究地殼的組成和構造（靜力地質學），觀察地質作用及其在地面上作用的結果（動力地質學），編製地球的歷史（歷史地質學），那麼，地質學上所運用的方法也就可以分做三種了。

研究地殼的組成和構造的時候，在地質學上所運用的方法是和在物理學、化學、力學上一樣的，那就是：觀察、分析、綜合和實驗。用分析法就能够把任何一種礦物或者任何一種岩石分成爲它所由組成的化學元素。反過來說，把一些化學元素，按照和礦物或者岩石的成分相當的比例拿來，也就可以用綜合法在一定的物理條件下（溫度、壓力等等）造出許多礦物和岩石來。總結一下分析大量岩石的結果，求出平均數，就可以得到一個關於整個地殼或者地殼的個別部分的化學成分的概念。利用偏光顯微鏡的觀察結果就能够精確斷定礦物的物理性質，就能够鑑定岩石等等。

不過實驗法在地質學上是遠不如在物理或化學上應用得廣泛了。

在物理學和化學上照例認爲一旦實驗證明了：甲條件引起乙結果，那末，在任何情况下，如果遇見乙現象就可以肯定地說，乙現象的條件就是甲。在地質學上事情就有些兩樣了。對於地質現象甚至只要作一

些極表面的觀察就可以證明，自然界裏同一個結果可能是由許多不同的原因引起來的。好比：可以用人工方法借氫氣通過高熱的生鐵起作用而得到石油，也可以借金屬鎳粉的接觸作用加熱乙炔得到石油。如果根據這些實驗結果來判斷石油的來源問題，那就要犯嚴重錯誤了；因爲在自然界裏，石油最主要還是從有機質的植物淤泥變來的。

通過長久的摩擦作用、高壓作用等等，可以使木材加熱得到石炭。借硫酸對纖維質的作用、通過松節油的轉化作用等等也可以得到石炭。所有這一些實驗都是同樣有價值的。不過要用來解釋煤的來源問題的話，這些實驗却不過只是假說而已。而爲了決定究竟這些實驗當中哪一個和大自然在造煤工作上所採用的方法比較更接近，地質學家必須搜集許多其他的觀察資料：關於煤層的沉積狀況以及關於煤層所含的化石等等。

研究地質作用的時候，主要是進行觀察，如果有可能就用實驗來證明。

不過地質學的觀察方法和其他各種自然歷史科學比起來更要複雜些。對地質家來說，觀察到個別事實或者若干事實是不够的。必須能一再地見到所觀察的現象，必須能在儘可能更廣大的地區擴展觀察的範圍，必須要在不同的地理環境中對所觀察的現象進行研究。由此可見，要正確地瞭解地質現象，地質家必須要在極少調查過的地區去旅行，以便在這些新地區所收集來的事實和觀察結果能够肯定或者推翻以往所做的結論和解釋。

野外觀察的結果有可能用實驗來證明的話，是有很大意義的。當然，用實驗的辦法你是造不出一座人工火山來的，可是，雖然如此，許多的火山現象都已經可以通過實驗做造成功了。許多火山岩石和火山礦物都已經用人工方法得到了。這些岩石和礦物的形成情形使我們明白了自然界中火山熔岩和火山礦物的形成狀況。

在興築護岸堤壩的時候，要對海浪的傳播情形和衝擊力量進行審

愼而長期的觀察工作。用來製造人工波浪的附有調節儀器的特別盆形建築大大地闡明了海浪作用的道理，而使正確佈設防波和破波工程的工作有了可能。

從這些例子裏可以很清楚地看到，實驗對於觀察地質作用具有多麼重大的意義了。

在歷史地質學上所採取的是另一種研究方法。歷史地質學和一切歷史科學一樣，比起各種研究現代的對象和現象的科學，是處在一種較比不利的條件之下：歷史地質學是沒有進行實驗的可能的。

歷史地質學研究的對象，和其他各種地質科學一樣，也是礦物和岩石。不過，在礦物學、岩石學和古生物學，岩石和包含在岩石裏的古代生物界的化石的本身就是研究的對象，引起地質學家興趣的是岩石的物理的和化學的性質或者是埋藏在岩石裏的化石的特性。可是在歷史地質學，岩石只不過是一種遺蹟，彷彿歷史家看待手稿一般，依靠這種遺蹟就可以來判斷地球在它過去歷史上各個時期的狀況。

怎麼樣可以根據石頭——根據岩石來判斷地球過去的歷史呢？什麼地方可以找到那把鑰匙，幫助我們打開竅門，使我們能够懂得那些僵硬的無生物界的語文，並且使我們學會在一些地方看懂它，而這些地方，過去在這方面的一切努力看起來却都是徒勞而無功的呢？

這把鑰匙終於在十九世紀的三十年代，由一位名叫賴逸爾的學者給地質學找到了。他引了一條所謂現實主義（актуализм）的原理或者叫做發生學的方法（онтологический метод）到地質學上來。這條原理可以用一句簡單的話來表示：將今論古，就現在推斷過去。

要瞭解這個原理的實質和體會它的意義最好舉一個具體的例子來看：

在烏克蘭的西南部和沃侖·波多爾州一帶有一片矮矮的殘破高地，成一條狹長地帶自南而北，而西北，綿延 300 公里，與喀爾巴阡山脈並行。這就是坨爾特壘高地，是由佈滿了苔蘚蟲的珊瑚石灰岩所構成

的。珊瑚和苔蘚蟲，大家知道，是生活在海裏的；根據現實主義的原理就可以做出結論：烏克蘭西南部曾經是一片海。從坨爾特壘成長條狀長 300 公里、寬 20 公里平行於喀爾巴阡山脈的這種綿延的情形看來，可見這本是環繞喀爾巴阡島北面的一個堡礁，就和沿澳洲東岸的現代堡礁一般。其次，瑚珊蟲是在溫暖的海裏，在清澈而含鹽度正常，並且深度不超過 80 公尺的海水裏建造自己的骨骼的。將今論古，我們便會正確地作出結論：古西南烏克蘭海是一片溫暖的淺海，含鹽度正常，並且海水沒有爲河流的夾帶物所弄渾。再根據珊瑚中間常常遇見的和現代地中海的軟體動物一樣的軟體動物的貝殼看來，可以斷定地中海曾經在過去淹沒過烏克蘭西南部（中新世中期）。

從這一個運用現實主義的方法來閱讀一頁西南烏克蘭地質歷史的例子裏就可以看出這個平常而並不繁複的方法的實質是怎麼樣的了。

然而，要耗費多少人類的腦汁，才能够把這個方法琢磨出來，而且還要搜集多少觀察的資料，才能够把它正式肯定下來。

地質學的發展 古代希臘人和羅馬人一般說來對自然界各種現象是具有突出的觀察能力和思考能力的，可惜在地質學方面他們却幾乎沒有任何貢獻。有些關於地球外貌變化的正確概念是屬於丕達哥拉的（公元前 582 年生）。他教導說，地球的外貌不斷在變化着，時而海水淹沒了陸地，時而大地又自海面之下顯露出來，火山按週期活動着等等。

古代最偉大的哲人亞理士多德（公元前 384—322 年）在地質觀察方面，除去關於湖泊耗乾、地面昇降等作過一些正確的結論以外，他犯過極大的錯誤：他不承認化石是代表過去生物的遺體，而認爲化石是所謂“頑皮的”大自然的傑作。那時候在小亞細亞沿喜拉克里所發現的魚化石，他解釋這是因爲當時湖裏的魚當湖水漫溢的時候在岩石上面遺下了魚子，魚子後來就變成了魚化石。

法樂丕（十六世紀）解釋長毛象的牙的來源是一種結核產物。一位著名的植物學家馬蒂奧里就“發明”了一種後來極爲流行的化石形成學

說，他認爲化石是由一種特種脂肪受到所含酵母在熱力影響下急烈繁殖的作用變成的。現代礦物學之父阿格里科拉(十五世紀)認爲植物和動物遺體隨着滲透到石頭內部的特種石漿的關係可以被保存在石頭裏，認爲化石是在星等等的影響之下形成的這種看法也相當普遍。

然而在這種普遍的無知和難以置信的神怪式的觀點之中畢竟還有一些人，雖說很少見，他們從那些經院式的胡說霸道中解脫出來，靠自己的銳敏與卓見，對於化石的形成和其他一些地質現象能持有一種完全正確的觀點。比如芬奇(1517年)就是這樣的人，他認出化石就是過去生物的遺體。福拉卡斯托若(1553年)、巴力西(1580年)、斯台諾(1638年)等也完全持着這樣的觀點。不過他們在當時非但沒有享到成功，反倒因爲發表瀆神思想被判了死刑。

到十六世紀，尤其是到十七世紀，芬奇對化石的看法，即把化石當做是古代生物遺體的看法就得到神學家的庇護了。他們是把化石當做恰好是聖經上載着的一次全世界洪水大泛濫的證據來看待的。這種看法極受當時最高神學當局的推崇，並且受到他們狂熱的宣揚，把化石認做聖經是天經地義的證據之一。

認爲生物界的遍佈世界正是由於全世界洪水大汜濫的關係的這種見解竟成了如此的統治思想，以至於十七世紀到十八世紀初的學者們因爲這個緣故，不管在這以前地質學界已經獲得了多麼顯著的成績，他們始終還是繼續頑固地堅持這種理論。比如佘赫澤，一般說來他對地質學的供獻是很多的，而且也是熱烈支持化石是生物變成的學說的，可是他仍然認爲在遠離大海的陸地上所發現的化石是由於生物在全世界洪水大泛濫時淹死了的關係。他在一篇名叫"魚類之寃屈與陳訴"的文章裏，借一條在瑞士恩寧根採石場找到的石化了的大黑魚的口氣，用全體魚界代表的身份爲魚類遭受的莫大寃屈發表了長篇談話。它抱怨地說："我們是完全無罪的呀，在洪水大汜濫的時候，爲替人們贖罪就把我們消滅了！可是這會兒呢，人們簡直連我們過去是活生生的魚都不願承

認了，把我們看成了只是一撮沒有過生命的礦物質!”

不過化石是由於動物當洪水大氾濫時斃命後變化來的說法，照余赫澤的意見，還有更好的證據，那就是他在上面說過的同一個採石場裏找到的所謂“親眼見到過那次大氾濫的人們當中的非神論者罪徒之一”——這個後來證明只是一個龐大的四脚蛇(蜥蜴)化石罷了，它的近親現在還在日本活着呢;可是當時由於神道思想的統治，這件事便成了了不起的大發現，轟動了全世界。發現者本人也作了一篇冠冕堂皇的文章來歌頌自己的發現。他寫道:“此乃洪水泛濫前爲上帝所咀咒之人類之遺體也，其額骨之輪廓，其眼窩之邊框，爲第五雙大神經所穿越之孔穴，其腦之淺跡，其頰骨，其鼻之遺痕，一束咀嚼肌，十有七具脊椎，乃至其皮膚之斷片均歷歷在目。”借這個發現，余赫澤甚至向他的同輩人提出訓戒道:

“不幸者所化之灰，

豈使現世罪惡之徒知所斂跡。”

這說的是在十八世紀初期的情形。當時由於斯台諾、賴卜尼茨、胡克、祁爾和、畢尤奉、蓋塔特、雷滿、富克塞爾及其他許多學者的著作，地質學已經因有極多正確的見解而豐富起來。比如斯台諾注意到(1669年)成層的岩石是從水裏沉積成的，並且其中還應該分清海裏和湖裏的沉積物。賴卜尼茨教導說(1860)，地球曾經是一種流熔狀態，只是逐漸冷下來以後，才變成了硬球。祁爾和表示:地球上的山岳是按着一定的有規則的路線分佈的，並且在地球內部存在着火熱的熔爐，滋養着火山。學者胡克根據一些化石殘體，得到一種概念，認爲英格蘭過去曾經是氣候溫暖的。蓋塔特和畢尤奉兩人在動力地質方面作了許多正確的觀察，而雷滿和福克塞爾兩人又把沉積岩按照形成時間分層的觀念引到了地質學上來。

特別須要提起的是當時最進步的俄國學者羅蒙諾索夫的觀點，照A. П. 巴甫洛夫院士的話來說;他比西歐那些最偉大的學者，像畢尤奉

甚至魏爾納等都還高得多，雖然他們的時代比羅蒙諾索夫還晚。從羅蒙諾索夫的兩部著作裏我們可以認識到他的基本觀點，其中之一——“論金屬由地震生成說”(1757年)——載有種種形式地震的描寫，和地震同時發生的地殼位置的變動和地殼的斷裂以及火山的活動等等的描寫。在這本著作裏他對於金屬礦形成原因的解釋是尤其有價值的。他解釋，金屬礦可能由兩條道路形成:一條是自礦物溶液中沉積而成，這種礦物溶液是由地震所形成的地殼中的裂隙中間湧上來的；另一條道路是自“氣體硫化物或砷化物在受到阻礙時凝結而成”，這些氣體由於地下熱力的影響便在固體岩石中穿動，並在其中凝聚下來。

羅蒙諾索夫的另一部著作是在1763年寫成的，書名“冶金學或採礦工程的初步基礎”。這本書除去礦物的描寫和關於金屬礦的形成原因方面的極寶貴的材料以外，還載有各種地質現象的許多正確見解，都遠遠超出他同輩人的看法。

這方面尤其引人注意的是他爲冶金學寫的第二個補充材料——“論地層”。在這本書裏羅蒙諾索夫談到引起地面變化的地質作用的問題，他把這些作用區分爲內在的和外在的兩類。他談到高山大海形成的原因，談到大陸和海洋的起源問題和地面發生變化需要的時間極爲長久等等問題。

“好多人都錯誤地以爲”，羅蒙諾索夫寫道，“我們所看到的一切事物，最初都是創世主把它們造出來的，彷彿不光是山岳、河谷、水流，而且連種種的礦物也都是和整個世界一同出生的；因此那就沒有必要再去追究原因，爲什麼事物彼此的內在性質和狀況是互不相同的了。這種論斷對於一切科學的發展，因而也就對於地球的自然知識，尤其是對於採礦事業的技藝是極其有害的”。

可是這些寶貴的意見和概念多多少少都是零星散亂，混雜在其他各種自然科學的觀察之間的，因而不能成爲一門完整的知識。頭一個使地質科學系統化起來並且給地質學完成了像林耐給動物學和植物學

所完成的同樣的工作的，是魏爾納。1775年，魏爾納在富來堡礦業學堂執教的時候，第一個開了一門新的功課——地質學，或者照那時候的說法——地知學。關於魏爾納開講一門新科學的消息，很快就傳遍了歐洲各國，接着就有許多人絡繹不絕地從歐洲各國跑到富來堡礦業學堂來聽講。很快在魏爾納周圍便形成了一個學派，他的門徒當中，隨便說吧，就有亞力山大·洪保特和來奧波·奉·布赫等人，他們後來燃起了科學的明燈。魏爾納的門徒們離開他之後就把他的學說傳到了歐洲各國，到處撒下了地質科學的種子。

魏爾納的主要貢獻如下：他首先創立了礦物分類法，後來又研究岩石，創出了按成分區分岩石的方法；他第一個建立了花崗岩、正長岩、玄武岩等岩石的精確鑑定方法；接着他就研究岩石成層的順序，第一個注意到片麻岩和花崗岩是層位最深的地層，是其他各種岩石的基礎；從這裏他就第一個認出了原始地殼。

然而從事研究位置在片麻岩和花崗岩之上的沉積岩的時候，魏爾納竟然確信甚至連片麻岩和花崗岩也都是沉積而來的了。他解釋這些岩石的形成是由於滾盪而溶有過量礦物質的原始海水的沉澱作用的緣故。魏爾納只承認現代有火山和火成岩存在，而一切古代火成岩，甚至像玄武岩他都認爲是由水裏生成的，他的門徒們既然盲目地堅持這種岩石起源的觀點，人們就稱他們爲水成派。

1788年出了一個這一派的對頭——郝屯。他用一連串的證據推翻了玄武岩以及其他各種老火成岩是水成的理論。他指出岩脈的存在，也就是這些岩石以岩脈的形式穿插各種水成岩；他指出火成岩與水成岩接觸的地方有烤焦的跡象等等。花崗石郝屯也認爲和火成岩的來源一般，而片岩、片麻岩他認爲是沉積岩受地球內部熱力影響轉變而成的。郝屯同樣也有許多門徒，他這個學派就被稱做火成派。水成派和火成派之間起了激烈的爭論，一直爭論了好幾十年，直到後來等魏爾納的大弟子——洪保特和來奧波·奉·布赫兩人轉到火成派方面來爲

止，這樣火成派便終於戰勝了水成派了。

上面我們提到，魏爾納已經把最古老的一組岩石區分出來，稱他們是原生岩石。層位在原生岩石之上的岩石的研究工作便由維廉·斯密士(1816年)負担起來了。因爲經費缺乏，維廉·斯密士只好徒步走遍英格蘭，搜集老沉積岩構造方面的資料。他根據自己的觀察得到一個極爲重要的結論，他說："一切地層都是在海底上沉積的，每一層都含有當它形成的期間在海裏生活過的生物的遺體。因此，每一個地層都含有它特有的化石，大多數情形下，根據這種化石就能確定不同地點的地層是不是同時形成的問題"。這樣，維廉·斯密士就是第一個提出方法來解決地球上不同地區不同地層形成時代的問題的人；這個方法就是研究所觀察的地層中所含化石的性質，並把其中含有的動物羣和植物羣和其他地區作比較。維廉·斯密士就用這種方法把英格蘭的沉積岩地層自石碳紀至白堊紀劃分開來了。

十九世紀初期，學者居維埃和布朗尼亞(1808年)做了比英格蘭地層年代更新的地層的研究工作。巴黎附近的採石場供給了居維埃和布朗尼亞極其豐富的第三紀地層古生物方面的材料。

這兩位學者在研究在這裏開採出來的石膏層和石灰岩中脊椎和無脊椎動物的化石的時候，得到了一個結論，就是這些動物都是屬於業已消滅的種類，根據它們就能够把原始動物界的面貌恢復起來。旣然從前早就確定了這種事實，卽每一紀都有它特有的，只有在那時生活過的動物界和植物界的事實，居維埃就創造了一種理論，認爲地球生命史上每一個個別時期的動物界和植物界都不是前一個時期的延續，而是完全特殊的種類。每一個時期動植物界都重新發生，而到時期終了時便在災難和毁滅中暴死而去。這樣，我們就又遇到了雖然有了些改變、可是和洪水氾濫說仍然相近的一種觀念，認爲大地上生物界會突然暴死，全部消滅。而同時呢，居維埃和布朗尼亞便成了賴逸爾的直接前輩，正像拉馬克和達爾文的關係一般。

賴逸爾是第一個否認過去有一連串超自然力量的存在和物種不斷重新發生的觀念的學者。靠他自己淵博的知識和細緻的觀察，賴逸爾終於能够證明，現在正在進行的各種地質動力和作用就完全足以說明過去的種種地質現象了。而且爲正確地理解過去，就必需、也只要從研究現代着手。

不管過去的現象怎樣使我們驚愕，這些現象都在石頭或岩石上留下了痕跡，也都同樣可以解釋，"不需要暴力，不需要虛構，不需要奇蹟，不需要假設"。一切原始力的作用都可以從寧靜、尋常的現象中產生，而不需要災禍和洪水；只要有時間不盡的延續，從寧靜尋常的現象裏就能得到無比龐大的結果。

在地球的悠久的存在期間，變化的只是地質作用發生的地點和作用的强度，而作用的性質始終還是一樣的。在古代的海洋裏，和今天一樣，聚積着由河流運來的，或由生物作用形成的沉積物。在古代的大陸上，和現在一樣，存在着潮濕的和乾旱的地帶，氣候溫暖和氣候寒冷的地帶。在生物的發展過程中，沒有過物種的突然中斷和重新發生的現象，生物的發展是徐緩的、逐步的，自比較低級的形式向比較高級的形式發展的。

這樣子，賴逸爾就把週密研究地球過去遺物的必要條件，即精確而全面地認識現在各種現象的必要性提到了第一位。自賴逸爾那時候起，地質學有了極大的進步：我們對地殼構造的知識和對各種地質現象的知識已經擴展到了所有的大陸，許多探險隊對海洋的研究又提供了關於判斷海底成分和海洋生物情況的材料。

一百年以來在與地質學有關的各門自然科學——植物學、動物學、物理學、化學、自然地理學等——的領域裏所獲得的成功，更提供了關於現代各種自然現象的豐富知識，根據這些材料就能更好地判斷遙遠的古代在地球上所發生過的種種地質現象了。

現實主義的方法得到了廣泛的運用，並且成了全部現代歷史地質

學的重要基石。

地質科學的研究對象、任務和主要方法就是如此。此外，爲了解決個別的地質問題，還需要好些特殊的方法，有些我們以後在本書裏還要談到。

一切自然歷史科學，地質學在內，在它逐漸發展的過程中，由於一連串的發明和發現，使得人類的生活條件跟着也日益改善起來。

地質學對實際工作的意義

地質學甚至比其他任何一門自然歷史科學更與生活實際有密切的關係。實在說，地質學本來就是從採礦工程方面的單純實際需要裏生長出來的。採礦方面從地質學獲得關於金屬礦產的學說，關於金屬礦的成因和產狀的理論。

金屬礦產和非金屬礦產（石油、煤、鹽等等）的勘查工作要求具備當地地質構造方面的知識，特別是當地的地層、構造及構造中所包含的各種岩石成分的知識。要爲城市或鄉村給水問題找到地下水源，就需要關於不透水層和貯水層分佈情形的地質材料；興築水壩以及建造水電站就必須在將來水淹區域進行謹愼的地質調查，因爲萬一河水在什麼地方通過透水層滲出的話，那麼河水就要從蓄水庫洩去，因而使水電站的工作陷於停頓。修築地下鐵道最重要的條件之一就是地下鐵道所通過的地層必須具有合適的性質，因此在計劃地下鐵道之前，首先總是要對路線沿途作週密的地質調查。

對當地地質構造的知識在開鑿隧道、鋪設鐵路路基方面，在挖掘運河、興築灌溉系統方面，在改良土壤的放淤工程方面，在屯墾區的水渠和洪水工程方面，在尋找建築材料和工業原料方面，都是不可缺少的。

最近，地質學在軍事上也有了重要的意義。由於新式大砲彈、地雷、炸彈和原子彈的摧毀作用，戰爭極大部分是在戰壕中和地下進行的。在地下要建築各式各樣的避彈所、飛機庫、軍械庫、油庫、給養庫，

在地下要開設各種大工廠和作坊，有時甚至整個居民區。在所有這些避彈所的建築方面，工程合理化的條件之一就是要具備當地地質構造的知識。

沙皇俄國時代以及蘇維埃時代的地質勘查工作

從以上所說的這一切可以看到地質學在國民經濟方面具有多麼重大的意義。地質學對於年青的蘇維埃國家，意義尤其重大，年青的蘇維埃國家在黨和政府的領導之下從一個落伍的農業國變成了一個一等的工業國。要把國民經濟從一條農業的道路基本上轉到工業的道路上就需要大量的鐵、各種有色金屬、貴重元素、大量的煤、石油、礦物鹽類以及各種建築材料等。從祖國地下埋藏中找出這些資源來乃是蘇維埃地質家的光榮任務。

尋找新的礦物原料來源的任務已經部分地在前三個五年計劃期間由蘇維埃地質家完成了，但是在未來的三個五年計劃裏，爲實現國民經濟在礦物原料方面的發展計劃，地質家必須繼續尋找更多的、新的礦產資源，因爲那時候"我們必須使我們的工業每年生產五千萬噸的生鐵；鋼到六千萬噸，煤到五百萬噸，石油到六千萬噸"，❶ 爲此，在地質幹部方面就需要不斷地補充新的、年青的力量。

蘇聯地質學家對祖國地下礦物富源與非礦物富源的調查方面，究竟做了些什麼工作，可以從下面所引的，我們在礦物資源方面最優秀的一位專家 Г. Л. 巴大爾卡所寫的(1946年)"蘇聯地下富源"一篇文章的幾段材料裏看出來：

"在沙皇俄國時代，統共只開採八種金屬，即：鐵、錳、金、白金、銅、鉛、鋅和汞。至於非金屬礦產，除了某些像石棉、石墨等絕無僅有的例子之外，那就完全沒有研究過。

❶　見 1946 年 2 月 9 日，斯大林在莫斯科城斯大林選區選民大會上的演說。

採礦工業很多地方是依賴外國資本的，大部分有色金屬工業機構都在外國人手裏，對於這一幫人，發展俄國的工業當然是不合算的。

稀有金屬工業根本就沒有過，沙皇俄國不得不輸入大量的銅、鉛、鋅、鋁、鎳等有色金屬，甚至大量的錫、鎢、鉬等等貴重金屬。

俄國的地下資源研究得這樣不够，雖然偉大十月社會主義革命以後，勘察工作有了很大的發展，雖然礦石開採量也有了顯著的增加，蘇聯還是長期地無法避免輸入上面所說的幾種金屬。可是俄國的地下資源却是那樣豐富，只要看一看十月革命以後金屬及非金屬礦產，甚至煤和石油等燃料的儲量和開採是怎樣顯著改變的情形就可以明瞭了。

蘇聯工業所已經掌握的金屬種類已經超過了二十個以上，而且所有金屬的儲量都大大增大了。比如鐵的儲量增大到五倍，因而蘇聯佔了世界第一位，而沙皇俄國時代才佔世界第十位；有色金屬（銅、鉛、鋅）儲量增大到十五倍，和其他各國比起來，蘇聯已經佔了第四位，金的儲量有了顯著的增加，金的開採量也同樣有了極大的增加，沙皇俄國的採金量佔世界第四位，今天蘇聯已經佔第二位了。

非金屬礦產工業建立起來了，並且已經包括二十幾種以上的冶煉工業原料和化學原料，像磷灰石、雲母、硫黃、石墨、螢石、鉀鹽及其他許多礦物等，這方面頭等重要的要算在所里堪斯克區發現了極其龐大的鉀鹽礦層的事實了。所里堪斯克區在革命前簡直就是一片荒野，可是今天此地的鉀鹽儲量就能保證我們農業和化學工業的需要好多好多年，蘇聯的鉀鹽儲量因此也佔世界第一位了。

喜濱苔原地帶大量磷灰石埋藏的發現是一件偉大的功績，這一片苔原地帶過去一直都是荒涼無人之處，現在可活躍起來，工業中心也在這裏出現了，並且壯大了起來。

十月革命以後，礦物燃料——煤和石油的儲量急劇地擴大起來。煤的儲量擴大了十倍，於是在煤的儲量上蘇聯便佔了世界的第二位；在石油的儲量方面，蘇聯也是位於首席，與其他各國並駕齊驅，而在十月革

命前，石油基地還沒有發現，那時候連大概也不能說，舊俄國究竟擁有怎麼樣的石油儲量。

在認識蘇聯的礦物資源和燃料基地方面的這種截然的變化，只有廣泛地進行了佔有全國領域面積 35% 的地質測量工作的基礎上才有可能發生，至於在舊俄國時代對於地質製圖工作所給予的注意，眞是微乎其微。”

第一部　地殼靜力學

一　地球的形成

地球是怎樣形成的呢？研究地質學首先就不得不考慮這個問題。

物理學和化學的基本定律都一致認爲物質是永恆存在的，既不能創造，也不會消失。形成地球的物質，在它還沒變成爲地球的形式以前，就已經存在了。那末，在地球形成以前，這種物質是以什麼樣的形態存在的呢？

讓我們在一個黑暗無雲的夜裏走出去，看一看繁星閃閃的天空吧。天上閃爍着憑肉眼就可以看到的將近 6000 顆星；如果用强大的望遠鏡來觀察，就可以發現 1 2500 0000 顆星。但是這個數目還不是天空中所有的星的全部，比如在銀河一帶就有幾十萬萬顆星，因爲它們發光那樣微弱，根本無法數得淸。

這些無數的天體究竟是些什麼東西呢？有一位著名的學者❶說過，認識天體的道路是通過原子的。

原子本身，和我們週圍的宇宙一般，也是構造複雜的，並且也是由構成一切天體的原始的物質的質點所構成的。

原子中物質的質點是處在永恆運動的狀態中，它們的運動也受着支配天體運動的同樣規律的支配。原子裏面蘊藏着龐大的潛能，這就是太陽和一切其他星體的熱和光的源泉。

這樣就很淸楚了：對原子的認識必然會大大地幫助我們來認識宇宙萬物。

讓我們仔細來看一看，原子究竟是怎麼一回事。

---

❶ 艾木頓(Эмден)——物理學家和天體物理學家。

近代概念中的原子 不久以前還認爲原子就是物質的最簡單、最原始、再也不能割分的單位了，由原子再組成各種更複雜的物質的質點——分子。可是現在已經證明，原子還並不是物質分割的極限，原子也是一種複雜的電的體系，由中心原子核和圍繞原子核運動的電子所組成。

電子的質量是極其微小的，不過 9×10^{-28} 克。這點微不足道的質量帶着 4.8×10^{-10} 絕對單位的負電荷（一種電荷在和與它同量電荷相隔一公分而排斥力爲一達因的時候便叫做一個絕對單位的電荷。）所有原子的電子都是一模一樣的，具有同樣的質量，帶有同樣的電荷。

原子核的質量比電子要大好幾千倍。連氫這種最輕的元素，它的原子核的質量也比電子大 1840 倍。原子核是帶正電荷的，而且電荷量和原子中所有電子所帶的負電荷總數相當。原子核的正電荷既然和電子的負電荷總數相等，原子因此是中性的了。

不同的原子它的質量和電荷也不同。比如最輕的素元——氫是由一個帶負電的電子和一個帶正電的原子核——叫做質子所構成的。

氦原子具有兩個帶負電的電子，和兩個帶正電的質子。鋰原子含有三個帶負電的電子和三個帶正電的質子。

所有原子的質子也都是一模一樣的，具有同樣的質量，帶有同樣的電荷。

門德雷耶夫把所有的化學元素按照原子量大小和化學性質排列成爲一個有週期性的系統，包括 92 個元素。後來證明，元素的化學性質和元素在週期表上所佔的位置，換句話說也就是原子的序數是和它的電子的數目或者和原子核中一般多少的質子的數目是相當的。元素當中的最後一個——鈾，原子序數是 92，就是說鈾原子含有 92 個帶負電的電子和 92 個帶正電的質子。

可以取最輕的元素——氫的原子量的整數做爲單位，氫原子是含有一枚電子和一枚質子的。拿氫的原子量來做標準，原子序數爲 92 的

鈾的原子量便應該等於 92，可是實際上鈾的原子量是 238，就是說，鈾的原子核除了含有 92 枚質子以外，還有 146 顆什麼質點，每一顆質點的重量和質子相等。既然鈾原子的 92 枚帶負電的電子和 92 枚帶正電的質子相抵償了，而整個鈾原子又是中性的，那麼只有承認鈾原子的其餘 146 顆什麼質點也都是中性的了。

除此之外，當原子核受到 α 粒子、γ 射線和宇宙射線的衝擊影響的時候，可以從原子核中再分出一些粒子，重量和電子相等，可是却帶有正電荷。這一種粒子便叫做**正子**。有人推測，正子是質子分裂的產物，質子就是由中子和正子構成的：

質子⟶中子＋正子

原子的序數愈高，原子中所含中子的數目也愈多，反之，原子的序數愈低，原子中所含中子的數目也愈少。週期表裏的第一位元素——氫連一顆中子也不含。

原子核裏中子愈少，原子就愈穩定，因此氫原子是最穩定的原子。原子核裏中子愈多，原子就愈不穩定；原子量最大、含有中子數目最多的原子，像鐳、釷、鈾等都能够自行分裂，或者照平常的說法，都具有**放射性**。

同位素　92 個元素當中的每一種元素都具有一定的化學性質，具有和其他元素起某種作用的能力，並具有特有的原子量。由此得出過結論：任何元素的一切原子也都具有和由它們所構成的元素一樣的同樣的化學性質，並且具有彼此相等的質量。換句話說，原子存在的種類和化學元素的數目是一樣的，也就是 92 種。可是證明了事實並不如此，原子的數目比元素的數目要多些，因爲有些原子雖然彼此化學性質相同，却具有各不相同的**原子量**(質量)。比如：有三種氧存在着，原子量各爲 16，17 和 18；有兩種碳存在着，原子量各爲 12 和 13。照化學性質看來，所有氧原子的性質都是相同的，碳原子彼此之間也是一樣；根據這點特徵，這些原子就應該在週期表裏佔有相同的序數，卽氧 8，碳

6；可是照原子量看來，它們就完全不同了。這一類的原子便叫做同位素，意思就是"佔有同一位置的元素"。好些元素都有同位素的特性，這些元素的原子量也就是同位素混合體的平均數了。不久以前發現了最輕的元素——氫的同位素，是由一顆電子和一顆質量比普通氫原子核大兩倍的原子核所構成的。除了質子，在這個原子核裏還有一顆質量和質子相同的中子。氫的同位素的原子量爲 2，叫做重氫。重氫存在於所謂重水的組成裏。重水和普通水不同的是，重水的沸點在普通氣壓下不在 100°C，而在 101.2°C，重水的最大密度不在 4°C，而在 11°C 等等；重水的化學分子式和普通水一樣，都是 H_2O，不過重水分子式裏的 H_2 不是普通的氫，而是重氫。

原子核 原子核處在原子的中心部分，由緊緊地壘聚起來的質子和中子所構成。氫原子核由一枚帶正電的質子所構成；氦原子核由兩枚帶正電的質子和兩枚中子所構成；鋰原子核由三枚質子和三枚中子所構成，鈹原子核由四枚質子和五枚中子所構成。

原子的序數愈高，質子和中子的數目愈多，原子核也就愈複雜；不過就是最複雜的原子核，因爲核裏質子和中子壘聚得那麼嚴密、緊湊，使得原子核在原子裏所佔的體積和原子本身的體積比起來簡直就是滄海一粟。可是所有的原子質量却幾乎全部都包含在原子核裏，因爲圍繞在原子核週圍運動的電子的質量是極其微不足道的。如果能够把一立方公尺白金中所有的原子都壓縮到只要和它的原子核那麼大小的話，那麼，一立方公尺的白金就會變得只有一立方公厘的好幾千分之一了。

電子 原子中所含電子的數目不大——和原子序數一樣，電子圍繞原子核沿一定的軌道運動着。

電子的軌道形成一些電子層，每一層上各有一定數目的電子。按照電子數目的多少，把電子層用拉丁字母 K、L、M、N…… 等來表示。最靠近原子核的一層就是K層，最多含有 2 顆電子；其次的一層就是L層，最多含有 8 顆電子，M層最多含有 18 顆電子等等。

各電子層上的電子數目可以大概地用表示原子模型的第一圖來說明。實際上電子的運動是要複雜得多，因為第一，並不是所有的電子層都是圓圈的樣子，而且大多數都是各種大小不同的橢圓圈；其次呢，電子是沿軌道作波狀運動的　。

原子能　電子受兩種相互排斥的作用力的影響，沿一定軌道圍繞原子核運動着。這兩種相互排斥的作用力就是：一、離心力，勢在將電子自原子核扔開去；二、電性吸引力，使電子和原子核聯系起來。這兩種力量的相互作用就促成了電子沿軌道旋轉的運動。

每一顆電子都處在自己最穩定的、可能離原子核最近的軌道上。電子沿軌道運動的時候並不要耗費能，而且在電子中是永遠不變的。不過受了光的作用，或者由於和別的電子互相衝撞的結果，電子的運動能便要遭受破壞，電子就可能跳到另一個、離原子核更遠一些的電子層上去；同時就發生了原子吸收能的現象。外在影響愈大，原子獲得的能愈多，電子也就轉到離開原子核愈遠的電子層上去。如果外在影響非常巨大，那末電子就很可能完全逃出原子的束縛，成為自由電子，開始在原子之外活動起來。原子失去電子以後，就表現了過多的正電荷，或者，照一般的說法，原子離子化了。

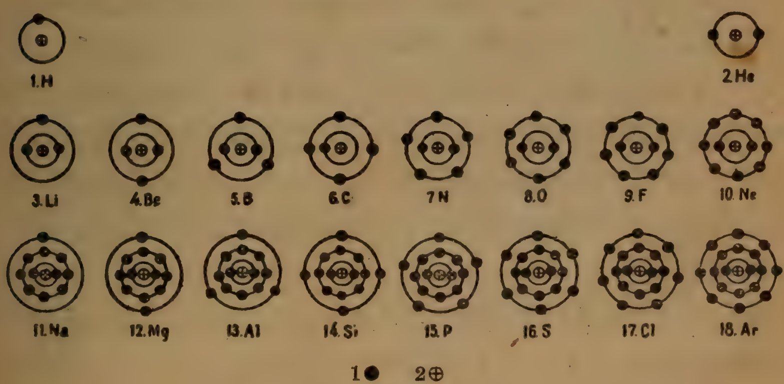


圖1　原子模型：1—電子；2—原子核。

電子受到外來能的影響，自比較靠近原子核的電子層跳到更遠的電子層以後，有急於回歸原來一層的趨勢，這樣也要放出同樣多的能，即它原來自外界得到的、使它自裏層跳到外層時那樣多的能。這樣放出來的自由能就產生一種電磁波動，表現爲可見光波、紫外線和倫琴射線❶。

一切化學反應都是由於某一原子的外層電子轉變爲另一原子的外層電子所引起的。所有這些轉變都只是在原子的表面進行着，同時還發生化學反應能的析出與吸收的現象。比如當碳原子和氧原子互相結合時，外圍電子互換，就發生了氧化或燃燒現象，同時析出熱能。1 克無烟煤完全燃燒後可以放出 8 個大卡路里的熱。當氫氣燃燒時，同時發生爆炸，每 2 克氫氣就能放出 58 個大卡路里的熱量。可以說，幾乎所有今天人們在生活上和工業上所用的能，都是由化學反應能中得來的。只有從跌落的水、風和海濤等得來的能是例外。

無論化學反應能是怎樣偉大，也只不過是原子能的微不足道的一部分罷了，原子能主要蘊藏在原子核裏，原子核在化學反應時絲毫不受影響。

分佈在原子核裏的質子帶有正電。既然是帶有正電的質點，質子就必然彼此互相排斥。要有多麼巨大的能力，才能克服質子中的這種排斥力，並且迫使質子互相接近得這樣厲害，以致於它們的吸引力和排斥力達到了平衡狀態，並且還能使質子和中子緊緊地壓擠在原子核裏！原子核裏維繫質子和中子之間的力，比維系電子和原子核之間的力要大過好幾百萬倍，而蘊藏在原子核裏的能比起化學反應能來也要大過好幾百萬倍。從下面的事實我們可以得到原子核蘊藏的能是如何偉大的一個概念。

根據質量和能量的等價原理，質量 m 和能量 E 之間的關係可以用下列公式來表示：

❶ 一般叫X光——譯者。

$$E=mc^2,$$

這裏 E 用爾格來表示，m 用克來表示，而 c 代表光速，等於每秒 3×10^{10} 公分。

這就是說，任何質量都可以轉變爲能，或者換句話說，質量不過是“能的結疤”罷了。有人計算過，太陽由於放光每年要喪失 12 萬萬噸的質量。任何一克重的物質中就包含着等於 2500 0000 瓩時的電力，或者 2000 0000 大卡路里的熱量。一克重物質中所含的原子能就已經足够把 20 0000 噸水加熱 100°，或者維持一個能力在 100 萬瓩的電力站整整一晝夜工作不停。

這樣大量的能用到化學反應上的一部分，即由電子所析出去的一部分，只是極其微不足道的一部分而已。一克上等無烟煤燃燒時才析出 8 個大卡路里的熱，因此將近 1999 9992 個大卡路里的熱能都被禁閉在一克無烟煤的原子核裏，而沒有在燃燒的時候被利用。

原子核反應　原子核裏的質點通常被壓擠得這樣緊，要想用我們現在所能調度的力量去把蘊藏在原子核裏的能解放出來是不可能的事。不過元素之中存在着這樣一些原子，它們的原子核的分裂和能的析出都是自生的、穩定的，不受溫度、壓力的影響，也不受加在它們身上的任何外力的影響。這些元素都分佈在門德雷耶夫週期表的末尾，並且具有很高的原子序數。屬於這一類的元素有鐳、鋼、釷、釙和鈾。所有這一類的元素因爲具有分裂的能力，統叫做**放射性元素**。

鐳不斷地放出三種射線，叫做 β、γ 和 α 射線。β 射線是運動速度很大而帶負電的電子流。γ 射線的性質和欒琴線相近，可是波長非常短，而透射的能力極其强大，甚至像厚 30 公分的鐵板這樣的物體也能透過。

α 射線就是帶正電荷的氦原子核。α 質點的運動速度達到了極高的程度——每秒 2 0000 公里，同時析出來大量的能：1 克鐳每小時能析出將近 140 卡路里的熱。鐳的蛻變過程是很緩慢的：鐳的已有份量

蛻變一半的時間，或者說鐳的半衰期就需要進行 1600 年。鐳原子的下餘部分轉變成一種新的元素 —— 氣態的氡，原子量 222。鐳蛻變爲兩種元素——氡和氦的現象，可以用下面的方程式來表示：

$$\underset{226}{Ra} = \underset{222}{Rn} + \underset{4}{He}$$

元素符號下面的數字代表它的原子量。

氣態的氡是不穩定的：放出 α 射線以後就轉變成一種固體物質——鐳 A。氡把它一半的份量蛻變成鐳 A 只需要一晝夜的工夫。鐳 A 又繼續蛻變，析出氦和一系列的放射性元素來，原子量越來越小；其中有釙，原子量 210；再蛻變下去就得到無放射性的鉛了，原子量 207.21。

在鐳的各個蛻變階段上析出來的 α 質點或者氦原子核具有非常巨大的機械能，超過步槍發射出來的子彈的能力三萬倍。

1919年學者羅瑟福德就利用過這種能力去分裂穩定性元素的原子核。他用鐳析出來的 α 質點在一種特製的儀器裏去轟擊氮原子核，就從氮原子核裏轟出了一顆質子來，也就是說轟出了一顆氫原子核來。氮原子因此就吸收了一顆 α 質點($_2H^4$)到原子核裏去，而變成了氧的同位素，原子量是 O^{17}。

$$_7H^{14} + {}_2H^4 \longrightarrow {}_1H^1 + {}_8O^{17}$$ ❶

這樣，羅瑟福德和他的弟子們就把所有輕元素——自硼至鉀的原子核全部都分裂成功了。

包特和白客用 α 質點轟擊鈹原子和硼原子的時候，從原子核裏把它的第二種組成部分——中子也轟擊出來了；因而使鈹變成了碳，使硼變成了氮。

自原子核裏析出來的質子和中子具有一種動能，而且遠遠大過 α 粒子所具有的能量。後來就開始利用質子和中子代替 α 質點來剖裂原

❶ 拉丁字母代表化學元素，字母左下方的數字代表原子核的電荷（等於元素的原子序數），字母右上方的數字代表原子的質量。

子核了。

由於發明了特殊的儀器——重達 4500 噸的旋轉加速儀，質子在這個儀器裏因爲受到電磁作用被迫達到極大的速度，獲得 8 0000 電子伏特❶ 的能量，這時候也就有可能分裂大多數元素的原子核，有可能把某些元素改造成另一些元素，有可能把原子內部的能解放出來了。這種原子核反應的實質可以拿質子轟擊鹼金屬當中最輕的鋰的情形來說明。

把原子量(質量)爲 7、有三個正電荷的鋰的同位素拿來，用質量爲 1、電荷也是 1 的質子來對它進行轟擊。

質子侵入鋰原子核以後，就使鋰原子核的質量增加了：7＋1＝8，電荷也增加了：3＋1＝4。這個原子核就相當於鈹元素的原子核。鈹原子核是不穩定的，立刻又蛻變爲兩顆氦原子核，質量是 4，電荷是 ＋2。氦原子核就四散飛去。

以上這一連串的原子核反應可以用下面的方程式來表示：

$$_{3}Li^{7}+{}_{1}H^{1}\longrightarrow {}_{2}He^{4}+{}_{2}He^{4}$$

準確的鋰原子量和一顆質子的總和(7.01818＋1.0081)比在反應中所產生的兩顆氦原子核的原子量總和(8.00768)要多出 0.0186；換句話說，在這個反應當中，由於質量轉爲能量，就發生了 0.0186 原子單位的質量消失的現狀。

把這樣大小的質量換算成能量，我們根據前面提到的公式：$m=Ec^{2}$，就得到 17.1×10^{6} 伏特的能量。用實驗方法量出來的從鈹原子核裏析出的兩顆氦原子核，每顆的動能等於 8.5×10^{6}，那麼兩顆的能量就等於 17×10^{6} 電子伏特了。

鋰原子核的分裂能轉化爲熱能的時候比等量的煤的燃燒能要大到 700 0000 倍。

理論上計算出來的、因爲原子核反應中所形成的質量不足現象而

❶ 電子伏特是一種能量單位，即一枚電子通過 1 伏特電位降落時所獲得的動能。

產生的能量，和用實驗方法所確定的實際析出來的能量是如此相符，證明在質量和能量的等價原理下結合起來的質量能量不滅定律，在原子核反應中也是同樣有效的。

今天物理學家用質子和中子去轟擊各種不同的原子核，不惟能摧毀原子，把某些元素的原子改造成另一些原子，因而得到元素的轉變，甚至也能創造出一些新的，過去完全不知道的元素。比如 1938 年得到的新元素錼，原子序數 93；鈈，原子序數 94。從原子核反應中放出來的大量的能已經在軍事上（原子彈）和技術上都同樣在應用了。

現在可以說已經肯定了：一切原子核都是由質子和中子構成的，質子和中子乃是物質的原始質點；當原子核反應時通過質子和中子的相加和相壘並消耗去大量的能，就由質子和中子構成了所有的化學元素的原子核。

天體的成分

現在我們回頭來研究一下恆星、恆星以及星雲的組成。

我們有兩條道路可以知道這些天體是由什麼東西組成的：一條道路是研究從星際空間降落到我們地球上來的隕石，另一條道路是用光譜分析去探索恆星的秘密。

隕石 非常可能的，隕石就是天體的破片，這些天體本來並不屬於太陽系，可是由於它們在太空運行的時候，落進了地球的引力範圍以內，因而成了太陽系的一部分。一面飛近地球、一面就受着地球引力控制的這些天體碎片，大小從極細的塵埃到幾十和幾百噸，用極高的速度鑽進地球外圍的大氣圈，開始向地球上降落。隕星鑽入大氣圈的速度每秒鐘達到 100 甚至 100 公里以上。在這樣高的速度之下，就是在大氣上層空氣極稀薄的高空上，隕石和空氣的衝撞也產生了極大的摩擦作用。隕星的溫度就增高到好幾千度，熱得發出白光，裏面所含的氣體受熱膨脹，因而使隕星爆炸成了細小的碎塊。不過隕石如果不含氣

體，就有運氣到達地球，一旦被人們發現，這就是所謂天外飛來石，或者叫隕石了(圖 2)。已經發現了的隕石當中最大的一塊重有 5 0000 公



圖 2　1896 年 2 月 10 日馬德里殞星降落的情景。

斤。

按成分，隕石可以分做三類，即：(一)鐵質的——鐵隕石。(二)石質的——石隕石，(三)玻璃質的——玻璃隕石。差不多有一半已經知道的隕石都是屬於石隕石一類，將近一半屬於鐵隕石，只有很少數屬於玻璃隕石。隕石裏有未經氧化的天然元素的存在，像平常本來極容易氧化的鐵，說明在隕石生成的地方沒有氧氣和水。石質構造和許多隕石裏的玻璃質石基說明隕石是很快冷却下來的。地球上的礦物在隕石裏也發現過的有：橄欖石、普通輝石、古銅輝石、長石和石英(極少見)。

照化學成分看，隕石也是由我們地球上所有的那些同樣的元素組成的。

光譜分析 就是根據物質在熾熱狀態時所發出來的光的性質去探索物質的成分的方法。白光穿過分光儀的玻璃稜鏡就分成了一系列的色帶，叫做光譜。光譜上顏色交替的順序總是一定的，即赤、橙、黃、綠、青、藍、紫。發光體的溫度愈高，分出來的藍帶和紫帶就愈顯；溫度低的發體光，從光譜上看來，紅帶就相對地顯得更强了。因爲這種關係，根據光譜上某些色帶的明亮程度就可以來判斷發光體溫度的高低。

固態的和液態的火熱物體的光譜永遠是一定的：所有色帶彼此逐漸交替着，沒有間斷，這種光譜叫做連續光譜。

火熱氣體的光譜具有另一種性質，光譜上的色帶變暗了，在暗黑的背景上出現了色線，顏色和包含它的色帶是一樣的，不過只是更明亮些。這種帶有亮線的光譜叫做發射光譜。

同時，和火熱的固體或液體的光譜不相同的是，每一種化學元素在氣體狀態的時候有一種自己所特有的光譜和只有這一種元素才有的特殊的亮線。比如鈉金屬的火熱氣體的光譜上有一根黃線，鉀有兩根亮的紅線和一根微弱的紫線，氫光譜上有一根紅線，一根綠線，一根藍線和兩根紫線等等。

這樣，我們就有可能通過研究熾熱氣體所發射的光，也就是用光譜分析的方法來定這種氣體的成分了。

如果熾熱的固體或液體所發的白光穿過一層氣體的時候，那麼有些光線就要被這種氣體阻止，而在光譜上出現了黑色線條；這種黑線正好出現在這種氣體本身在熾熱狀態發射的光所特有的亮線的位置上。這一種光譜就叫做**吸收光譜**。太陽和恆星的光譜上都有這種黑線；這種黑線叫做富蘭和菲線，是根據發現者的名字起的。



圖 3　殞石：A—石殞石，1886 年降落於匈牙利，重 294 公斤；Б— 鐵殞石，1886 年降落於美國阿坎薩斯州，表面滿佈規則小坑，重 47 公斤；B—1880 年落於美國坎泰基州的鐵石殞石，成份介於鐵殞石和石殞石之間；磨光面上可見夾於顏色較淺的鎳質鐵的石基之間的斑狀橄欖石晶體；Γ—鐵殞石磨光面，面上可見魏德曼施台特形象。

克希霍夫和本生使熾熱固體發射的光線透過一種用人工配合的、和太陽大氣圈裏的氣體相當的混合氣體，得到了和太陽光譜相似的光譜。

克希霍夫和本生所做的實驗在每次日全蝕的時候觀測太陽大氣，也就是觀測日冕的結果中都得到證實。當月盤掩蓋了太陽的時候，太陽上分佈到好幾千公里高的大氣圈是沒有遮住的，這時候就可以觀測只是從氣態的太陽大氣所發射出來的光的光譜了。這時候太陽光譜上的黑色吸收線起初變白，後來就亮起來，變成爲發射光譜。

光譜分析的結果證明地球上已知的 92 種化學元素當中有 53 種存在於太陽的大氣裏，太陽上氫元素最多，根據羅素的估計，氫要佔太陽全部質量的 50%；其次是氦，大約佔 45%；所有其餘的元素一共只有 5%。

太陽表面的溫度 太陽表面的溫度用好幾種方法測量出來的，大約在 6000°C。在太陽的內部溫度應當逐漸增高，到中心溫度就要達到 2500 0000°C。

太陽由於輻射作用每秒要喪失 $91 \cdot 10^{25}$ 卡路里的熱量，這樣只要有幾千個年頭，太陽就會把所有的能力都消耗淨盡了。可是既然太陽存在的時間是長得多，多到好幾十萬萬年，那末顯然太陽上喪失的熱量是由某種其他的作用補償着的，這種作用維持着太陽的能力，海穆侯茨和凱爾文提出一個意見，認爲太陽上的溫度是由重力作用產生的，也就是說，是由太陽收縮的結果。由於太陽逐漸收縮，組成太陽的物質微粒的勢能就轉化了熱能，這就是太陽通過輻射作用所喪失的能量的補充來源。然而根據計算的結果證明，只靠一種重力作用是不足以維持太陽的能力的。就拿太陽原始的最大體積來算吧，也不過只能維持太陽能力至多 2000 0000 年。因此不得不假定，除了重力作用以外，太陽還有其他某種能力的來源。

非常稀薄的原始太陽的物質逐漸收縮和逐漸壓緊的結果使質子和

中子結合成了重氫、氦、硼、鋰等最輕的原子的核，同時增高起來的溫度一定會使這種原子核和質子獲到極大的速度。由於質子和原子核的撞擊，它們彼此之間隨之起了原子核反應，此時，侵入原子核內部的質子就改變了原子核的構造並生出了更複雜的反應，結果就產生了在太陽光譜裏所見到的各種化學元素。

貝德分析了存在於太陽內部那種高溫下所發生的反應的性質，分析了太陽上存在的質子和碳之間的反應性質。質子和碳——C_{12}（由 6 枚質子和 6 枚中子組成）的原子核發生撞擊以後，打入了碳原子核內部並與它結合成爲一種氮的同位素——N_{13}。用實驗的方法獲得的 N_{13}，證明是一種不穩定的、具有放射性的元素。N_{13} 拋出了一枚正子並因而喪失了一個正電荷以後，就轉化成了碳的重同位素——C_{13}。當新的質子侵入 C_{13} 的原子核以後重 C_{13} 就轉化成爲通常的氮 N_{14}。接着，新的質子侵入氮的原子核以後，同樣由 N_{14}造成了不穩定的氧的輕同位素——O_{15} 的原子核。O_{15} 拋出一枚正子就轉成爲氮的重同位素——N_{15} 的原子核，第四枚質子再打入這顆原子核的時候，就引起原子核分裂爲這種原子核反應開始的起點的原始的碳——C_{12} 的原子核，還有核 He_4 原子核或者說 α 粒子。這種複雜的一系列原子核反應就是這樣歸結到：由四枚氫原子核——即質子，通過它們一連串順序地打入碳原子氮的結果，產生了一顆氦 He_4 原子的核。在這種情形下，碳是不消耗的，到反應終結的時候，並沒有增多或減少。只是一種接觸劑而已，就是在這種接觸劑的作用下產生了氫轉化爲氦的現象。氫照天體物理學家羅素的說法，彷彿就是燃料。氫燒掉了，氦就像燃燒剩下來的灰。氫在反應過程中喪失了 0.8% 的質量，這一部分質量轉成了光能，根據貝德的計算，太陽上由像上面所說的那種碳的反應循環中所析出來的能恰恰足以彌補太陽輻射所消耗的能。

天空裏像太陽這般的星體多得很。屬於這一類的星，比如就有五車二和畢宿五；所有這一類的星都發黃光，光譜分類屬於G型星。

除了這一類的星以外，天空裏還有許多星，溫度遠比太陽高得多。屬於這一類的星是一些巨星，像天狼星、織女一、南河三、半人馬座 α 等。這些星上的表面溫度可以達到好幾萬度。其中最明亮的一些星（像吳爾福-雷耶星 Вольф-Райе）的光譜上只有白色的發射線，和電離的氦、氮、氧等氣體相當。從這種光譜看來，這些星都屬於O型。這一類的星發白光。

在白色巨星和太陽型的星體之間還存在着一整串的過渡型星體，它們的光譜上出現着氦、氫等强烈的吸收線和鈣及其他幾種金屬的電離線。

除了溫度和太陽差不多或者更高些的星體，還有一些不如太陽那麼熱的星體。其中有一些，比如大角星，具有橙黃的光；它們的光譜也是吸收光譜，但是具有比太陽光譜還要多的金屬線。橙黃色星體的表面溫度大約在 4500°。發紅光的星，比如像武仙座的 α 星，或者獵戶座的 γ，表面溫度都在 3000°C，光譜上現出一連串的黑帶，證明星體的光子圈中有各種分子，主要是鈦分子形成。這些星屬於M型光譜。N型的星溫度最低在 2500—2000°。光譜的特點在具有碳化物分子的吸收帶。

大多數的星，到今天為止已經觀測過的，按溫度、明亮度、光譜性質和密度等，都集中在從光譜型為O的明亮的白色巨星直到非常不明亮的紅色的N型星這一個前後順序上；這些星就叫做**主星序上的星**。

根據現時各種星體狀態的連續的情形，得出了星體在時間上的發展程序，即自白巨星階段到非常緊密的逐漸死亡的N型紅星，直至喪失發光能力完全死亡為止，就像我們地球上的情形。可是地球還並沒有完全凝固，地上時常發生的火山噴發和地震現象便是地球曾經是恆星狀態的餘聲。

地球的衛星——月球是冷得更厲害的天體了。月球上向陽的一面受日光照晒的影響，溫度可以達到 +100°C，而背太陽的一面，太陽晒不到的一面，根據計算，溫度不會在 −150° 以上。

除主星序上的星以外，天空上還有一種星叫做紅巨星，然後還有一種所謂"白矮星"。

紅巨星 體積非常大而密度很小。例如巨星參宿四的密度比太陽要小 300 萬倍，比平常室內空氣的密度還要小 1500 倍。這類星的亮度非常驚人，甚至絕對地比白巨星還要强。這倒不是由於溫度的關係，因

爲紅巨星的中心溫度在500 0000°，也就是比白巨星的溫度要低得多，而是由於體積非常龐大的關係，因爲體積大，這些星就顯得很明亮了。

紅巨星的能同樣也是由原子核反應產生的，不過，因爲這類星的溫度比較低，發生的只是一種最簡單的反應，即由質子轟擊氫、鋰、鈹、硼等最輕的元素所起的反應。

這種沒有循環性質的反應的結果，使上面所說的元素逐漸消失，而在反應中析出來的能則被銷耗淨盡。因此紅星的壽命不長，看到的機會也不多。

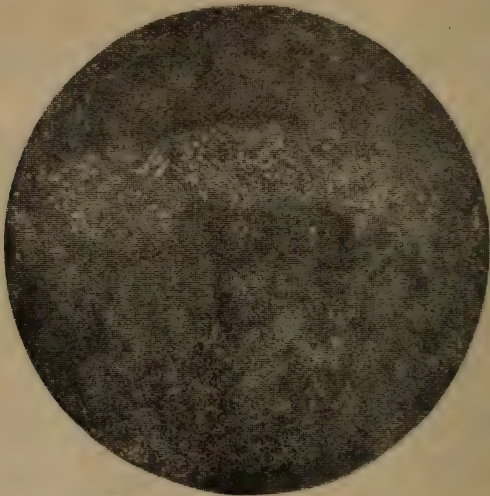
白矮星 是一種亮度很弱的小星，但星體上的物質却是處在一種超緊密的狀態。這類星可以拿天狼星的伴星之一——B 星來做例子。B 星的中心溫度在 1500 萬度，而密度等於 $3 \cdot 10^7$ 克/立方公分，就是說比水的密度要大 3600 萬倍。這顆星的這種超緊密狀態是由於它完全是由失去所有電子的原子核組成的關係。光譜上差不多完全沒有氫線，而氫在其他類型的星裏是作爲燃料的，這也就說明，“白矮星”的能的基本來源是重力作用。

從所有上面說過的事實，可見殞石的直接化學分析和遼遠星體的光譜分析結果證明：用來組成各種宇宙的物質到處都是統一的。同一種原始的物質微粒——電子、質子和中子等構成了甚至最遙遠的星體上的、在光譜上看到的各種化學元素的原子；也正是由這些原始的物質微粒構成了我們地球組成中的各種元素的原子。

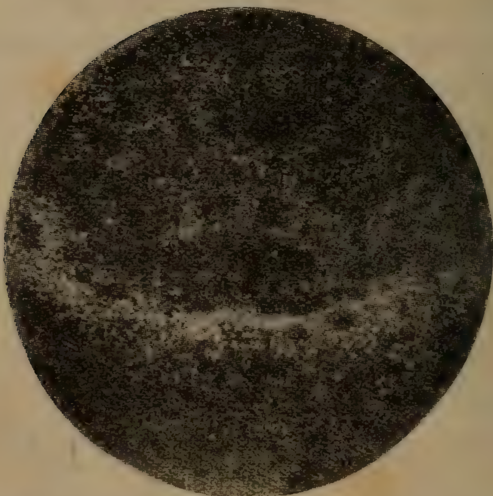
爲了更能完全地領會天空宇宙的圖畫，還需要認識一下天河和星雲。

天河 這就是那無數光度微弱的星體集聚所成的，橫貫南天和北天整個天空的一條長帶（圖 4）。

散佈在天空上的星體組成了一個星系，叫做銀河系。沿天河中間所引的線叫做銀河線，把天穹分成了大約相等的兩個部分。星體最稠密的地方都分佈在銀河線左右。



a



б

圖 4 a——北半球所見天河；б——南半球所見天河。小點子表示星雲；小十字表示星團。

如果從側面來看一看銀河系，就可以看到，銀河系就像是一顆壓得很扁的扁豆(圖 5)。這顆扁豆的直徑有 9 7800 光年 ❶。

❶ 光年是指光線以每秒 30 萬公尺的速度在一年之內所穿過的距離。

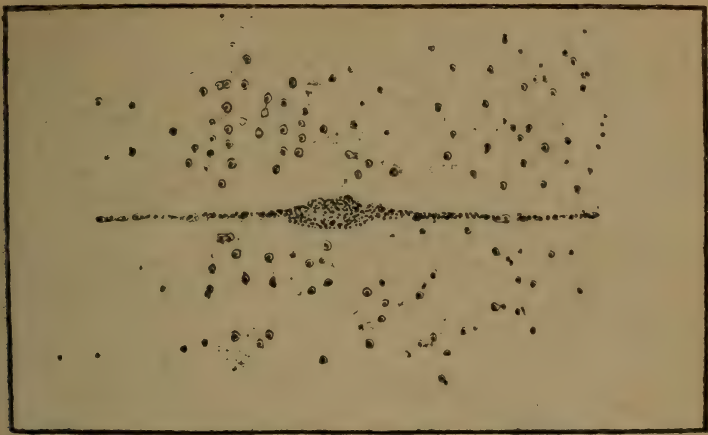


圖 5　銀河系側面觀。

全體星系都在銀河系平面上旋轉着，旋轉中心是一個我們看不到的點，位置在人馬座的方向上。銀河系的光度微弱的星體之中存在着一些大星——巨星，像全天穹上最明亮的一顆星——天狼星，和許多整個兒的行星系，我們的太陽系也是其中之一；太陽系位於銀河系裏面，但並不在銀河系的中心。

太陽系以及銀河系所有其他天體都圍銀河系的中心在旋轉着，同時，太陽系到銀河系中心的距離有 3 2600光年，而旋轉週期是 2 5000 萬年。

銀河系裏還有許多星團，形成星體的球狀集合體。用大望遠鏡來觀察的時候，可以很清楚地看到球狀星團是由許許多多的星體構成的，愈向星團的中心，星體的數目也愈多。

除了星團之外，還有一些不規則的星羣和星雲。

星雲有兩種：一種處在銀河系的範圍之內，靠近銀河系中心線的地方，叫做銀河系星雲；它們發光很弱，形狀是不規則的（圖 6），或者成行星狀 ❶。

除了發光的星雲，銀河系裏還有一些形狀不規則的黑暗星雲，是由宇宙塵埃所組成的，它們的特點是：全部地吸收位在它們後邊的星體所發的光，因此它們在天空上就形成了完全漆黑的斑點。銀河系星雲離我們有好幾百甚至好幾千光年。

另一種星雲處在銀河系以外，因此叫做外銀河系星雲，這種星雲到處在宇宙太空中散佈着，離開我們太陽系有好幾百萬光年。這種星雲的形狀隨着它們和我們所處的相對位置的不

❶ 像太陽系中行星排列的樣子。



圖 6 獵戶座大星雲。

同，或者是旋渦狀(圖 7、8)或者是紡錘狀。它們和天河一般，是由遙遠的大星體和無數發光微弱、無法用分光儀進行研究的星體，還有許多更難辨認的物質組成的。

外銀河系星雲按照他們的構造、大小以及形狀都和我們的銀河系非常相像。銀河系本身也可以認爲就是這種外銀河系星雲當中的一個。



圖 7　獵犬座旋渦星雲。

外銀河系星雲到處散佈在太空中，像島嶼一般。天空中有些地方這樣的物質島彼此分散得非常遠，而另一些地方却集結成爲星雲團。這許多星雲亂糟糟地向四面八方運行着，也能夠發生彼此牽引的現象，像潮汐一般。

天文家推測，所有這許許多多的外銀河系星雲在一起組成了一種龐大的超星系，天文家把這種超星系叫做大銀河系。至於大銀河系是被一種旣沒有星也沒有星雲的虛無空洞的空間所包圍着，還是它本身也只不過是另一種更廣闊的宇宙系統的一部分呢——我們還不知道。不過，從行星系到銀河系，再到大銀河系的規模逐漸增大的這種情形看來，我們無疑地



圖 8 大熊座 M.81 旋渦星雲。

可以認爲,這種增大的趨勢是沒有止境的,並且什麼地方一定還存在着更遼闊的宇宙物質的體系,既包容着銀河系,又包容着大銀河系,而它本身則又是另一個更大的體系的一個組成部分……如此永遠不已。宇宙無論在時間上或空間上都是沒有止境的,宇宙是無窮的,永恆的。

我們太陽系所屬的宇宙的構造,根據近代天文的觀測和研究,就是這樣的。

太陽系 圖 9 表示太陽系的行星和它們的軌道❶。最遠的一顆行

❶ 圖上因爲比例尺太小,行星軌道成了正圓形,實際上是橢圓形。



圖 9　太陽系各行星軌道的相對大小。

星——冥王星的軌道，沒有能在圖裏畫出來，不過另外在圖 10 上畫出

來了，圖 10 除了把主要行星的軌道畫出來了以外，同時還把拉得非常長的彗星的軌道也畫出來了。

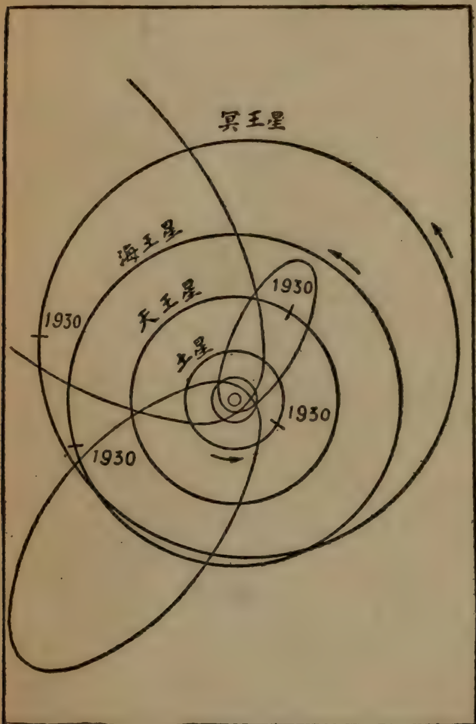


圖 10 太陽系外行星軌道。
圓形同心圈表示外行星軌道，拉長形橢圓圈表示彗星軌道。

太陽系的中心就是太陽系中最大的星體——太陽。從形狀看起來，太陽是一個稍稍壓扁了的球體，體積比地球的大 120 萬倍，直徑比地球的大 108 倍 ❶，質量比所有行星的質量總和大 700 倍，比地球的質量大 32 2000 倍。然而太陽的密度却只有地球密度的 1/4，太陽和行星的相對大小表示在圖 11 上。

太陽圍繞自己的軸每 25 個地球晝夜自轉一週。八大行星沿着軌道自西向東圍繞太陽運轉着，所有行星差不多都是在一個平面上運轉着，這個平面和黃道 ❷ 面所成的交角不到 5.4°。

太陽系行星起源的學說

已經熟悉了宇宙的構造以後，我們就來看一看有關太陽系行星起

❶ 地球和太陽的平均距離是 1 4950 0000 公里。

❷ 黃道——天球的一個大圈，所在的面和地球的軌道面相合。太陽一年四季的視運動就是在黃道上運行的。

源的各種學說吧。

流行最廣並且長期被公認的解釋行星起源的學說是 1755 年由著名哲學家康德和稍微後一些由著名數學家和天文學家拉普拉斯（1796 年）所提出來的。

這個學說的實質如下：所有的行星都是自西而東在同一個方向上圍繞自己的軸旋轉着，所有的行星又都圍繞太陽沿橢圓軌道同樣也是自西而東地運轉着，所有行星的軌道又差不多都在同一個平面上；衛星圍繞行星運轉的情形正和行星圍繞太陽轉動的情形一樣：轉動的方向和行星一致，轉動的軌道也差不多都在行星軌道的同一個平面上。這一切的運動規律，照康德和拉普拉斯的意見，並不是偶然的，而是由



圖 11 太陽與行星大小的比較。太陽直徑等於地球直徑 108 倍。

太陽系各行星起源的共通性所決定的。所有行星和太陽一起當初都是一團星雲，直徑一直達到當時所知道的最遠的行星——海王星❶。這種星雲的密度是很小的；如果把所有行星連太陽一起的全部質量均勻分佈在一個壓扁了的大球或橢球體裏，讓它的赤道等於冥王星的軌道的話，我們就可以算出這個星雲密度的大概來了：這時候，在這個大橢球體的空間裏，每一個高有 570 公尺的立方體裏將有一克重的宇宙物質；可是這個立方體如果充滿了達到普通大氣壓的空氣，那末裏面就會有 2 4000 萬公斤的空氣。

康德管這種原始的大塊叫做極稀薄的原始星雲，拉普拉斯管它叫做火熱氣團。

這種星雲由於不斷向太空中散失熱量而逐漸冷却的結果，起初一定不斷收縮，逐漸緊密，物質漸漸變稠，彼此間的吸引力和排斥力也一定要開始起作用了。因爲起初這兩種力量之間並沒有平衡的關係，於是星雲就開始旋轉起來。

如果我們注意一下現在存在的星雲，我們就可以從許許多多的星雲照像裏看出來，大多數星雲確實都具有旋渦狀。大星雲（圖 6）還具有更複雜的形態，只不過在有些地方才見到有捲髮狀運動的情形。獵犬座星雲（圖 7）具有旋渦狀，大熊座星雲，即大熊 81，具有規則的旋渦狀構造，有一個中心體，好些部分還有旋渦狀星羣。

星雲的質量愈變得緊密，星雲旋轉的速度也就愈大。正和普拉圖作的實驗❷——使一滴油在酒精和水的混合液裏旋轉的情形一樣，旋轉速度加大的時候，星雲也就開始在兩極的地方扁下去，而在赤道的地方漲起來了。集聚在赤道附近的物質不斷地增多，就在離心力作用的影響下，開始析出了一環星雲物質，後來一次一次又析出來好幾環。

只要平衡作用遭受一丁點兒破壞，這些圓環就要斷裂，再按照天

---

❶ 最近（1930 年）又發現了一顆離太陽比海王星更遠的行星——冥天星；冥王星比地球離太陽遠 4 倍，體積比地球稍大，但密度比其他各行星高。

❷ Plato，物理學家，1843 年做地實驗——譯者。

體力學的定律，聚攏成了一個個的球體；相互吸引作用使這些球體之間以及這些球體與中央星雲體之間維持着聯系。從頭幾個，也就是比較早的幾個圓環形成了比較遠的幾顆行星，從最後幾個圓環便形成了距離中心最近的幾顆行星。

在行星這方面也受到同樣的作用。從分出來的圓環形成了行星的衛星。只有一顆這樣的行星，就是土星，由於某種特殊情況，沒有使圓環破裂，圓環就保留下來，成了行星世界怎樣造成的絕妙的說明（圖12）。月亮也就是這個樣子從地球分出去的。



圖 12　土星及其環。

每一顆這樣形成的行星因爲在寒冷的太空中不斷散失熱量，愈來愈緊密，漸漸地起初變成爲具有極高溫度的白星；冷下去，白星就變成了黃星，再冷下去，就變成了紅星，還冷下去，就變成了不能發光的、帶有一層硬殼的黑忽忽的天體了；最後，成了完全冷透了的硬球。

康德-拉普拉斯關於太陽系行星起源學說的大概就是這樣。他們的學說不只是可以應用到太陽系的起源問題上，甚至同樣也可以應用到一切銀河系的起源問題上。這個學說的構思是這樣美妙，因爲和當時所知道的天文學和天體力學方面的材料相符而具有的雄辯力是這樣强，

算得是當時人類思想方面最光輝燦爛的成就之一了。

這個學說無可爭辯地在科學上統治了一百多年之久，而且在我們的宇宙觀裏是這樣的根深蒂固，看來就是用科學上確鑿穩固的理論來衡量，似乎也是沒有可以懷疑的了。

可是，久而久之，由於天文學和天體力學上，甚至物理學和化學上的成就，便積累了一系列的新的知識和新的觀測結果，無法包含在康德-拉普拉斯學說的範疇裏，甚至直接和他們的學說發生衝突。

這個學說的致命打擊要算海王星和木星的一些向太陽系所有其他各行星旋轉方向相反的一面旋轉着，並且運動的軌道也和黃道面不一致的衛星被發現的事實了。用康德-拉普拉斯學說來解釋這種衛星的起源，說它們是由行星分出來的圓環所形成的，是說不通的。

數學計算又指出，自質量等於太陽系全體行星的質量總和的原始星雲分離出來的圓環，它的大小是不能滿足像天王星、土星、海王星這種大行星的形成的需要的。

進一步更證明，行星的密度也和康德-拉普拉斯的定律不符。最密的行星並不是照康德-拉普拉斯的學說所要求的那樣，是最靠近太陽的行星——水星，而是地球。土星的密度是0.7，可是更遠些的行星密度反而更大：木星是1.4，海王星也有1.3，這又是和他們的學說無法相容的。不過最主要的毛病還是：根據康德-拉普拉斯學說，用力學定律計算起來，行星距離太陽是太遠了，而且別看行星的質量很有限，和中心體太陽的角速度比起來，它們的角速度也是大得太過份了。

所有這些材料，加上其他許多反對康德-拉普拉斯學說的意見，迫使我們不得不放棄這個學說而去尋找其他解釋來解決太陽系行星的起源問題。現在已經提出了好些新的宇宙起源學說。

根據張伯林和穆爾頓的學說，旋渦狀星雲是這樣形成的：就是當兩顆太陽互相接近並且發生衝撞的時候，有一顆太陽因爲這個緣故就變成了星雲。這種星雲是由無數的小天體——星子所組成，星子圍繞中央氣態核旋轉着。中央氣態核受物質的密聚作用就形成了我們的太陽，而散在星雲的旋渦枝梢上的星子密結，因爲在雜亂無章的原始運動中互相碰撞，便互相結合，這樣就形成了行星。行星起初並不頂熱，只是由於逐漸緊縮，當星子的動能轉化成了熱能的時候才有了內熱。

太陽系行星

行星	去太陽的平均距離（把地球和太陽的平均距離作爲1）	公轉週期 按天算	公轉週期 按年算	軌道平面與赤道平面所成夾角	質量（地球作爲1）	密度（水的密度作爲1）	直徑平均長度（地球直徑作爲1）	衛星數目	自轉週期
水星	0.39	88	0.24	5.4°	0.037	3.9	0.4	0	88晝夜
金星	0.72	285	0.62	1.4°	0.83	5.4	1	0	6或20個晝夜
地球	1	365	1.00	2°	1.00	5.6	1	1	1晝夜
火星	1.52	687	1.88	1.1°	0.11	4.0	0.5	2	24時27分
天王星	5.20	4433	11.86	1.8°	318.4	1.3	11	11	9時50分
土星	9.54	10759	29.46	1.4°	95.2	0.7	9	9	10時30分
木星	19.18	30688	84.02	1.2°	14.6	1.4	4	4	10.7時
海王星	30.08	60184	164.47	1.6°	16.9	1.3	5	1	16時
冥王星					0.94	—	比1稍大		

我們的地球也就是這樣形成的。

根據金斯的學說，太陽在太陽系行星還沒有形成以前就是銀河系裏的一顆星了，像我們今天還能在銀河系裏看到的那些巨星一般。不管個別星體之間的距離有多麼大，天文學的計算結果指出星體彼此互相接近的可能是有的。

在這種情况下，星體就要表現彼此相互牽引的作用，就像地球上和大海裏因受月亮影響而發生潮汐現象一樣。

如果假定，走到了太陽附近的這顆星體具有比太陽更大的質量的話，那麼在這種情形下由這顆星在太陽上所引起的漲潮，規模一定是極大的，並且一定會形成突起的部分；這一部分突起的東西，起初向路過的大星行進的方向伸出去，後來就和太陽完全分離了（圖 13）。從太陽撕裂下來的這塊物

質，像一股長長的氣流，當大星離去以後，一定會有一部分分散在太陽週圍的空間裏，形成一種類似星雲的東西，而另一部分則在有些物質

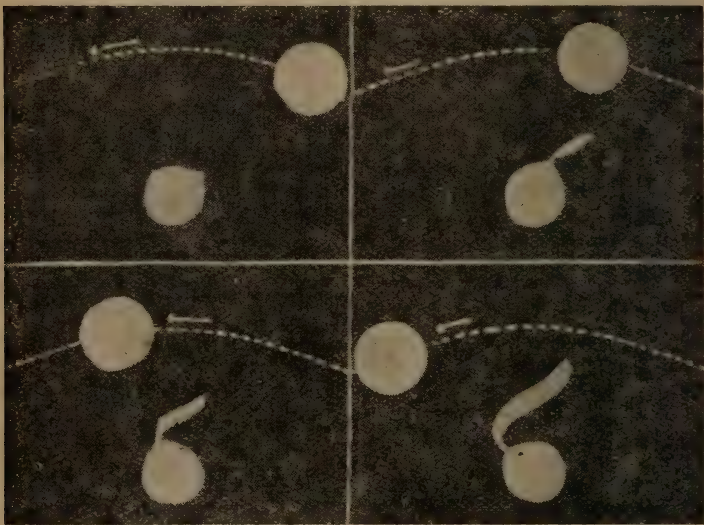


圖 13 行星起源圖(金斯假說)。

密集程度比較大的地方聚成了一個個的結塊，其中微粒彼此相互吸引的力量大過了微粒向太空飛散的力量。這樣所形成的、長長的、鼓鼓的像雪茄煙一般的結塊，兩頭比較細，是和大星經過的初期和末期微弱的吸引作用相當的，而當大星離開太陽的位置最近的時候，則比較粗；這種結塊因為無法保持平衡而分裂成了一個個的球形堆，就是行星的原始形態(圖14)。從結塊中央的粗壯部分形成了最大的行星(天王星、土星)，從結塊裏比較細小的部分形成了比較小的行星。這樣形成的行星還是處在太陽引力的範圍以內，並且圍繞太陽，沿着多少有些不圓的軌道開始轉動起來。當這些行星物質逐漸接近太陽的時候，因為受到太陽的牽引，在行星這方面同樣也起了潮，並且由此也扯出去一股

物質流，從這股物質流也照樣生出第三代——衞星來了。這種現象就這樣一直繼續到行星已經冷得使它本身的吸引力超過了太陽的起潮作用的時候爲止。

用張伯林-穆爾頓學說和金斯學說來解釋太陽系行星的起源問題，比起康德-拉普拉斯的學說來，更能和近代天體力學的材料相符。然而，他們的學說也有嚴重的缺點。

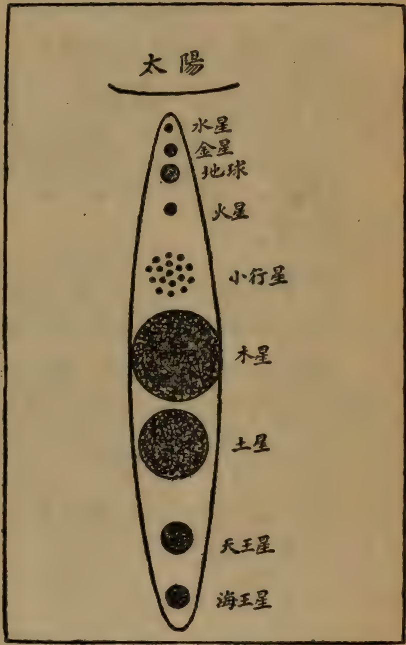


圖 14　結塊分裂爲行星圖(金斯假說)。

最近十年以來又出現了一些新的宇宙起源學說，其中有兩種是由蘇聯科學院的B. Г. 費森可夫和 O. Ю. 施密特兩位院士提出來的。可是至今(指 1948 年——譯者）他們的學說還沒有得到一致的承認。對於他們的學說應當看做是一種科學的發展階段 ❶。科學無時不在發展着，一天天地完善起來，慢慢地但却是穩穩地逐漸總會趨近於解決這個自然科學上最大的一個問題——太陽系行星和其他星體的起源問題的。

二　地球的形狀和大小

地球還是在氣態或液態的時候就從太陽上脫離出來了 ❷。地球在

❶ 關於施密特學說的比較詳細的介紹請參看‘科學通報’第三卷第四期 1952 年 4 月。——譯者。

❷ 這是在施密特學說以前的一般的觀點——譯者。

這種樣子的情形之下，由於旋轉所生的離心力的影響，不可能成爲眞正完美的球形，而一定是有些壓扁的樣子；這種形狀，就是到後來，當地球表面上蓋了一層硬殼之後，也是不會改變的。

事實上，經過精確地測量了地面上的經線和緯線的長度以後證明，地球的形狀並不是一個規則的球體，而是一個兩極有些壓扁的球體，或者叫類球體（сфероид）。地球的赤道直徑等於 1 2755 公里，而地軸長 1 2712 公里。地球的總面積是 5 0995 0714 平方公里，體積是 1 0830 億立方公里。

這種類球體可以用下面的方法得出來：就是如果能取一個橢圓，使它的縱軸等於地軸，橫軸等於地球的赤道軸，然後使它繞縱軸旋轉一週，這樣得出來的旋轉體，或者叫旋轉橢球體，就可以作爲地球的類球體的代表了。類球體是地球的理想形狀，而實際上，正像精密測量的結果所證明的，地球的形狀有些地方有時和類球體極接近，有時又有些差別：在海洋裏地面比類球體面低，在大陸上地面比類球體面高。爲了更近於表示地球的眞正形狀，我們就拿大洋的穩定面和假想的到處串通大陸並且和大洋相通的運河面來做標準。這樣所得到的地球的形狀就叫做地球體或大地水準球體（геоид）。

實際地面與大地水準球面和橢球體（類球體）面之間的關係如圖15所示。

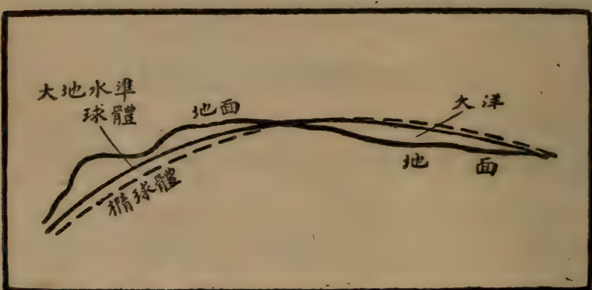


圖 15　地面、大地水準球面與橢球體（類球體）面的比較。

三 地球的物理性質

地熱 地球從兩個來源得到熱：第一、從外部——從太陽得到熱；第二、從內部——從地球的深處得到熱。地球表層的熱量幾乎全部是外來的，因爲地球的內熱受岩石導熱性低劣的影響能够到達地球表面的極其有限——統共不過只佔從太陽得來的熱量的 5% 而已。

由於地球所得太陽的熱量在不同的緯度上是不同的，地面晒熱的程度也就不同，晒熱的深度也不一樣。在兩極地區，就是夏天，也只有最表面的土壤層才開凍，表面土壤層以下，溫度總比零度低；而在熱帶地區，地面溫度却要達到 60—70°。

太陽送到地面上來的熱量，對於同一個地方來說，也並不是經常不變，而是隨着季節的變化而變化的；甚至在一晝夜之間，也因爲時間不同而有變化。因此地面的溫度就不能一定，而要有季節的變化和晝夜的變化了。可是這種變化不過只表現在地球的表層裏。地下不受季節變化和晝夜變化的影響的一層，溫度則經常不變，叫做常溫層。常溫層的深度各處不一：在赤道地區，溫度變化極其有限，常溫層就在一、二公尺深的地方；在中緯度地區，溫差變化很顯著，常溫層的位層就低了；而在兩極地區常溫層的位置反而又高起來。在烏克蘭南部的第涅泊捷爾仁斯克城，常溫層深度是 19.2 公尺，在列寧格勒森林工業學院的校園裏是 19.6 公尺，而在阿漢蓋爾斯克城附近却是 10 公尺。

常溫層的溫度大致等於當地的常年平均溫度。如果常溫層的溫度低於零度，那麼那時候自地面滲透下去的水就要在這裏變成冰，而發生土壤永久凍結的現象了。

土壤有永久凍結現象的區域在北半球高緯度上佔着廣大的面積。

在蘇聯的疆域之內，永久凍結區的南界從乜潤河起，穿過別巧拉低地和北烏拉爾到鄂畢河口，再從鄂畢河口起一直橫跨過東西伯利亞（圖 16）。

永久凍結現象存在的事實就是最好的證據，證明大地表層的溫度主要是決定於太陽送來的熱量，而地球內熱在地表上的反映則是很少的，不易察覺的。

常溫層以下地溫便隨着深度的增加而增加了。這一點可以由鑽眼、隧道、礦井中的觀察結果來證明。因爲含金量豐富而出名的美國涅瓦達州的科木斯托克金礦就非放棄不可，因爲到了600公尺的深處，礦坑裏的溫度已經達到42.2°C，就是說已經達到人在礦坑裏可以工作的溫度的極限了。

在阿爾卑斯山裏開鑿辛勃龍大隧道的時候，開到離地面2690公尺的深處，溫度就達到50°C了。

使地溫增高1°C需要向地下深入的距離叫做**地熱增溫率**(геотермический градиент)或**地熱增溫級**(геотермическая ступень)[1]。地熱增溫率平均是35公尺。

地溫隨深度的增加而增加的現象可以由下面一些事實來肯定，即：一、有許多溫泉湧出地面；二、有許多火山在爆發時噴出溫度在1000°C以上的熔融的流岩。

如果從地熱增溫率出發來計算地心即深度等於地球半徑時的地溫的話，那末結果必然非常高，要超過十萬度。可是很多學者都認爲地心的溫度並沒有那麼高，不會超過4000°—5000°C。

重力　地球和一切物體一樣，具有吸引的性質。所有地上的東西都受地球的吸引。我們把物體受地球吸引的力叫做重力，並且規定它就是物體的重量。重力作用的方向是垂直的，而且指向地心。大地水準球體的表面在任何一點都和重力方向垂直。地球由於兩極扁平赤道膨脹，赤道上地面各點就比兩極上各點距離地心要遠。既然引力與吸

[1] 嚴格說，地熱增溫率應包括：(1)地熱增溫度(геотермический градус)，卽每深入地下100公尺時，地溫增高的度數；(2)地熱增溫級，卽地溫每昇高1°時，所需增加的深度。——譯者。



圖 16　蘇聯永久凍土分佈圖。　實線表示－2°C的常年等溫線，虛線表示永久凍結區南界。

引物中心距離的平方成反比例，那麼，赤道的重力就一定要比兩極的重力小。地面和地心的距離是逐漸自兩極向赤道加大的，因此理論上可以把任何緯度上的重力推算出來，每一個地方理論的重力大小叫做正常重力。可是並不是每一個地方實際重力的大小都能與理論重力的大小相符。重力除了受距離中心遠近的影響而外，還受質量大小的影響：重力與吸引物體本身質量的大小成正比。地球的質量在地球表面的分佈是不平衡的。既然物體的質量是物體的密度和它的容積的乘積，那麼體積相同時重力就受距離的影響而變化了。地面上水是密度最小的，所以本要料到大洋上的重力一定會比正常重力小，可是無數



圖 17 地殼上重力反常現象的起源。

次精確測量的結果證明，大洋上的重力倒和正常重力很接近。這種情形說明，大洋下面的地殼是由非常緻密的物質所構成，這種物質使密度很小的大洋得到了平衡。

在大陸平原上測量重力的結果發現重力比正常重力要高，或者叫做所謂正反常現象，而在山岳地帶却發現重力比正常重力低，或者叫做負反常現象。根據海穆的研究，山岳地帶重力減小的現象可以這樣來解釋：就是當造山作用時地層被壓擠成爲褶曲，由於褶曲作用就引起了地殼過多的載負，地殼因而下沉，於是地球硬殼下面，由比較重的物質(重圈)組成的柔軟的物質就被擠到了兩邊，而由比較輕的岩石圈所代替。因此，山岳區域岩石圈的厚度就要比平原區域和大洋下面

的大，而山岳區域的重力就要比平原區域和大洋下面的小了(圖17)。

研究重力(用彈簧稱或特殊的擺)使我們有可能探出在地殼裏的空處和密度特別不同的物體，局部地夾在其他岩石中間，這樣就可以用來探查金屬礦，探查石油層等等。

從事研究地面重力的科學叫做**測重學**(гравиметрия)。

地球的密度　構成地球表面的岩石的密度或者說比重是 2.6—2.8 可是不能就根據地球表面岩石的密度來判斷整個地球的密度，因爲我們不知道構成地球內部的物質。它們的密度究竟怎麼樣。

地球的平均密度可以用萬有引力定律爲基礎求出來。用這種方法求出來的地球的平均密度大小是 5.52。如果我們注意到：地面岩石的密度等於 2.6，而地球上還有極大部分是由密度等於 1 的水所佔據着，那麼要能得出 5.52 的地球的平均密度，就必須假定在地球內部有比地面上我們所知道的密度更大的物質存在着。這種地球內在的部分俄語叫做 Барисфера，照希臘文原來的意思就是重圈。密度必然是這樣向地心逐漸增加的：

地球表面密度爲……2.66
500 公里深處密度爲……3.3
800 公里深處密度爲……3.75
1300 公里深處密度爲……5.0
2500 公里深處密度爲……7.4
5000 公里深處密度爲……10.8
地球中心密度爲……11.3

地球中心物質的密度一定比鋼的密度還要大。

和密度逐漸向地心增大的同時，由於覆蓋岩層全部重量的總和所引起的壓力也向地心逐漸增大起來。如果我們把地表岩石的密度作爲是 2.6—2.8 的話，那麼每平方公分上的壓力就像下面這樣隨深度而增大：

離地面 100 公尺深處……………………26— 28 公斤
離地面 1 公里深處…………… 260— 280 公斤
離地面 10 公里深處……… ……2600— 2800 公斤
離地面 100 公里深處………… 26000—28000 公斤

假定地球全部是由比重和地面岩石相等的物質組成的，就是這樣，地心裏每平方公分上所承受的壓力也要等於 177 9680 公斤，換算成大氣壓力就是180萬大氣壓。可是物質的密度是向地心逐漸增大的，那麽，地心的壓力就要大大超過這個數字，而等於 300 萬大氣壓。

地球的磁性 擺在尖端上或者安在尖端上的勵過磁的針，在地球上任何地方都向一定的方向轉去。磁針北端指向北，南端指向南。這就證明地球具有磁性，可以比做一塊碩大無朋的磁石。這塊磁石的兩極和地理的兩極並不相符：吸引磁針北端的磁極位在北美洲的最北邊境，而吸引磁針南端的磁極却位在南極大陸上。❶

研究地球磁力的結果證明，圍繞地球存在着一個磁力場，彷彿是由處在地心的一塊極其強大的磁石—P P (圖 18)所引起的，這塊磁石和地球南北軸相交成一定的角度。從這塊磁石發出的磁力線就從一極出發而回到另一極。磁針在地面上任何一點所指的方向，就是磁針所在那個地點的磁力線的方向。

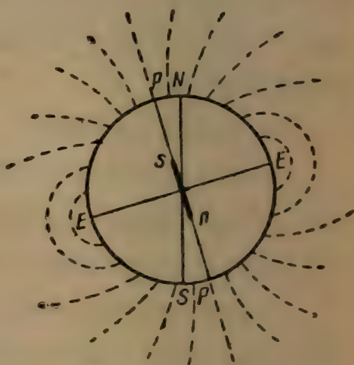


圖 18 地球的磁場：
N 和 S—地球的地理極；
P 和 P—地磁極的近似位置；
E 和 E—磁赤道的位置。
虛線表示地磁場中磁力線的方向。

沿磁針方向的延線叫做地磁子午線。因爲地理的兩極和地磁的兩極不

❶ 地磁南極的位置在北緯 70°5′3″，西經 96°43′3″，而地磁北極的位置則在南緯 75°6′，東徑 154°8′ (以格林維治爲準)。

符，地磁子午線和地理子午線也就不一致。地磁子午線和地理子午線所成的角度叫做地磁偏角，地圖上聯接地磁偏角相等的各點的線就叫做地磁等偏線(изгон)。

放在水平位置上的磁針只有在赤道上才能維持水平，漸漸向兩極接近時便漸漸與水平面傾斜，到地球的兩極點上，磁針就垂直地豎起來了。磁針和水平面所成的角度叫做地磁傾角，聯接地球上地磁傾角相等的各點的線叫做地磁等傾線(изоклин)，地磁傾角等於零度的等傾線就叫做地磁赤道。

地磁赤道和地理赤道是不相符的：在南美洲，地磁赤道的位置落在南緯 15°；在東非和亞洲南部，地磁赤道的位置却昇到北緯 10°。地磁偏角和地磁傾角的大小要受長期變化、常年變化和晝夜變化的影響。除了有規律的地磁線的晝夜變化和季節變化而外，有時偶爾發現有突然的强烈的磁針擺動，叫做磁暴。地圖上常常只表示出地磁等偏角和地磁等傾角的平均値。在表示地球磁性的地圖上，除了等偏線、等傾線以外，還記載有地磁等强線(изодинам)，卽磁性强度相等的線。磁性强度是用磁針在傾斜時的擺動次數定出來的，正像擺的擺動次數把重力强度定出來的一樣。

地面上有些地方地磁線延長時要改變原有的方向，這就叫做地磁的反常現象(аномалия)。這種現象是由於當地地質構造的性質，由於當地有大斷層存在的關係所引起的：因爲有斷層，各種不同成分的岩層常常在斷層線上中斷了；其次是由於地下積聚着含鐵量豐富的岩石的關係所引起的。

地磁反常現象可以用來研究地殼的地質構造，可以用來發現地殼中的磁鐵礦床。

利用地磁反常現象來達到探礦目的的最好的例子要算庫爾斯克地磁反常帶了。庫爾斯克地磁反常帶的地區在庫爾斯克州，自西北向東南方向，從季米特若夫斯克起，穿過庫爾斯克，直到伏龍涅什州西南部。

這一個地區長約 250 公里，寬有 40 公里。在這個地區所作的 10000 次左右的地磁要素的測定證明這裏有兩個特別強烈的地磁反常地帶：一個在庫爾斯克城以北（圖 19），另一個在庫爾斯克城以南。這兩個地帶



圖 19 庫爾斯克州磁性反常帶的北段。

寬有 2—5 公里，幾乎連續不已地綿延了好幾百公里。磁針在這個區域裏幾乎是直豎着。地磁等傾線不是像在沒有地磁反常現象的地區看到的那樣，是自北而南彼此相隔一定距離地伸展着的，而在庫爾斯克地磁反常區域裏，却是彼此極爲緊密並且是自西北而東南地延展着。有的地方地磁等偏線形成了封閉的曲線，包圍着許多地磁偏角最大的地點（圖 20）。

地磁曲線這種轉折的情形使得雷斯特教授在十九世紀末期就做出

了一個結論，他肯定在舊庫爾斯克郡地下不太深的地方可以找到龐大的磁鐵礦層，照規模看一定會超過所有已知的這種礦的總量。



圖 20　庫爾斯克州磁性反常帶中喜格壘區等磁偏角線。

雷斯特教授的結論到十月革命後就爲研究庫爾斯克地磁反常現象而在這裏進行的打鑽和開深礦井的工作所光輝地證實了。這裏在地下150 到 280 公尺的深處發現了以大小不同的夾層的形式雜在石英岩中間的龐大的磁鐵礦層。

磁暴現象可以用來預測地震，因爲在這兩種現象之間存在着一種因果關係。正像日本地質學家所注意到的，磁暴是發生在地震要來以前大約二十四小時的光景。

四　地球內圈的狀態

我們能够直接觀察到的地球只是地球的表面和地下極有限的深度。地球上最高的山拔海也超不過 9800 公尺，而大洋裏最深的凹地也低不過海面以下 10000 公尺。

鑽探使我們可能研究地殼的構造不到地下 5000 公尺深，最深的狹谷掀開地層的深度也不超過 2000 公尺。地層產狀變動過的(不水平的)地方，地層厚度可以達到 1 6000 公尺。

這些就是我們能够直接進行研究地殼成分和地殼構造的限度了。有些地質現象，好比像火山，能供給我們認識地下更深處的材料；可是現代火山的本原是有地域性的，而且處在地下的深度也不太大：自 20—60 公里，卽相當於地球半徑的千分之一。那末究竟地殼下面更深的地方是什麼物質呢?地核又是由什麼物質組成的呢?

遺憾的是，解決這種問題的科學資料是那末有限，根據這些資料我們實在還不能給自己做出關於地球內部任何確切不疑的結論，而只好拿一些假說來滿足自己了。

研究地球物理性質的結果給我們指出，在地下深處，溫度逐漸增高，到地心時的溫度有一種看法認爲在 2000—8000°C, 另一種看法認爲在 10 0000°C 以上；地心物質的密度一定在 11 上下，也就是說，比鋼的密度還大，而壓力則達到 300 萬大氣壓。

測量在地震時所產生的彈性波的傳播速度的結果證明，這種彈性波不光是沿地球表面傳播着，而且用更高的速度橫穿過地球。當地震波橫穿過地球的時候可以看到起初波速隨地球深度的加大而增高，可是後來這種波速增高的情形却減緩下來，而且到了大約地球半徑一半的地方，就突然跌落下來，達到了差不多和起始時的波速一般大小。往更深的地方，波速又增高起來，不過比震波穿過地球上面一半的時候波速增高的情形就緩慢得多了(圖 21)。

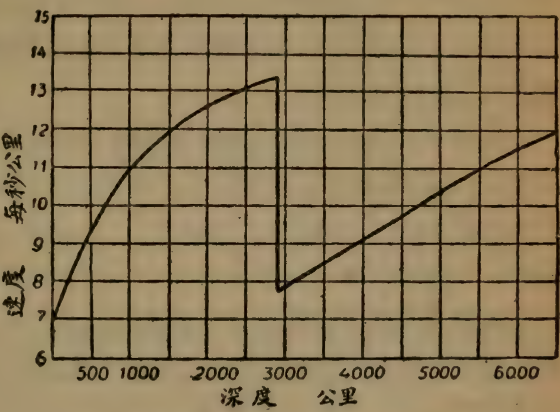


圖 21　地震波速度隨地球內部深度變化的情形。

以上這些就是用來做根據而創立關於地球內部狀態的許多學說的有限的科學資料了。

關於地球內部狀態的學說

和物質有三種狀態相配合，關於地球內部狀態的一切最新的學說也可以分做三種，即：一、氣態說，二、液態說，三、固態說。

氣態地核說　這種學說的根據就是在礦井裏、在鑽眼中和當火山噴出熔岩的時候所觀察到的溫度隨深度增高的事實。拿這些材料做基礎來定地心的溫度，算出來地心的溫度大約在 10 0000°C。在這樣高的溫度之下，所有物質都是要變成氣體的。任何物質在變爲氣體的時候，都具一種臨界溫度，超過這個溫度就是在任何强大的壓力下也不能把它轉變成液體或固體。對水來說，臨界溫度等於 580°C，對鐵來

說，等於 5200°C。在地心溫度高到 10 0000°C 的情況下，所有物體都是處在一種臨界狀態，而不能變爲液體或固體，雖然在地心統治着 300 萬個大氣壓這樣龐大的壓力。可是地心的氣體和地面的氣體畢竟完全沒有相似的地方，因爲溫度這樣高，地心的氣體一定要離解成最簡單的物質的組成部分了。

由地球表面的固體硬殼到氣體地核的變化是逐漸的。地球硬殼的厚度，不同的學者有不同的看法：阿林紐斯認爲有 40—60 公里，洪保特認爲有 50 公里，蒲法夫認爲有 80—90 公里，皮拉爾認爲有 120—150 公里，刁爾特認爲有 100 公里左右，而賀蒲金斯則認爲有 1000 公里。地球固體硬殼的下面就是處在潛柔性狀態的一層，也就是處在這樣一種狀態的一層，在這種狀態中岩石可以流動却不喪失其固體狀態，又不變爲液體。這一層的存在就使岩石有可能在造山作用中受到扭曲，形成褶皺而不折斷。

再往下更深一些就是一種黏的不易流動的岩漿層，這一層下面就是眞正岩漿層。岩漿層是處在火熱的狀態中，並具有一切一般液體所有的特性。岩漿層之下是一層普通的氣體，在這個氣體層下面的則是一層處在超臨界狀態中的氣體，而在地球的正中心則是離解的、單一的氣體。

照阿林紐斯的意見，地球的硬殼是很薄的。厚度大約在 40 公里，下面跟着就是一層火熱的液體，即熔融的岩漿，再往下立刻就是處在臨界狀態的氣體了。

地核是氣體狀態的學說引起了下列許多非難：地核氣體狀態和地球密度很大的事實是衝突的——地球的密度要高過太陽四倍。對於溫度在地球深處昇高的概念的建立是以觀察礦井、鑽眼的溫度爲基礎的，而這些都沒有深過 3000—5000 公尺；或者是以觀察火山噴出的熔岩的溫度爲基礎的，而火山的本源最深離地面也不過 60 公里。所有這些和地球的直徑比起來，深度都很有限；因此根據這些材料的觀察結果

就不能够推論到整個的地球。

地下溫度隨深度增高的原因可能並不是由於地球內部熱量的關係，而是由於地球外層中放射作用的影響。由放射作用所析出來的熱量是這樣大，使得到地下 50—70 公里深的地方，岩石就要處在熔融的狀態了。還有許多其他的作用，比如由於地球外表部分與地核轉動速度不一致所產生的磨擦作用，也可能是地球內部熱量的來源。

如果是這樣，地球裏面熱量的來源與地核並沒有關係，而來源是在地球裏面比較淺的地帶，那麼就沒有任何理由認爲地核是氣體狀態的了。

地震波的傳播情形也反對地核是氣體的學說：地震波在深度爲地球半徑一半時的傳播速度就已經和在密度不小於鐵的固體物質中傳播的速度相同了。根據以上這許多考慮，地核是氣體狀態的觀念，今天是已經被拋棄了。

液態地核說　這一種學說主要是在法國學者中間最爲流行。它的根據就是這一種事實：火山噴出火熱的液體熔岩。然而，像現在已經肯定了的，火山噴發的本源並不在地球中心，而是接近於地球外表的部分，離開地面 20—60 公里的地方。

爲支持這個學說還常常援引造山作用，即造山作用只有在容易變形的液體的地球內部才有可能進行。可是在强大的壓力之下所有岩石都會變得柔軟的，因此造山作用就是在固體狀態的地球內部也一樣可能。

費舍爾還提出一條物理定律來維護地核是液態的學說。根據這條定律，一切物體在液態的時候所佔的體積最小，因此在地球中心的强大壓力之下，物質必然處在液體狀態中。可是這條定律就是在地面上有些物質（比如硫黃）也是不遵守的，因此對於地球中心高溫高壓統治下的物質，怎樣還能引用這條定律呢？

固態地核說　很多蘇聯學者、英國和美國的學者都支持這一種學

說。對於這個學說有利的可以舉出地球中心部分比重很大、壓力很高的事實：比重超過鐵，壓力有好幾百萬大氣壓；在這樣大的壓力下面任何物質都必然在固體狀態中。還有許多其他的證據也支持固態地核的學說，最主要的就是地震波在地球中傳播的情形 ❶。

韋赫特仔細研究的結果證明，地球是由下面幾部分組成的：

（1）地面以下到 1200 公里深的外殼。在這一部分裏，地震波的速度勻稱地增長着；這就說明這一部分的物質只是由於唯一的壓力增大的關係而逐漸緊密起來，却並沒有改變成分；

（2）自地面以下深 1200 到 2900 公里的中間層。在這一層裏，不管壓力如何增大，地震波傳播速度的增加却慢下來了；這就證明物質成分有了改變，在 2450 公尺深的地方，地震波的速度甚至跌落下來；

（3）地核。在地核的邊緣上，地震波傳播速度的增加有了突然的中斷，不管壓力如何繼續增長，波速却明顯地、急驟地跌落下來，顯然只能是由於成分改變的關係。再往下一直到地核中心，地震波的速度又逐漸地、勻稱地增長起來，顯然已經又是由於成分不變只有壓力增長的影響了。

既然當地核邊緣上地震波的傳播速度已經和地震波在高壓下的鐵中的傳播速度相等，那麼韋赫特就認定地核是由含鎳質的鐵所組成的。地核的溫度不會高過 8000°C。在固定容積內使鐵加熱，每增高溫度 1°C 就要使壓力提高 60 個大氣壓。如果假定地球的中心部分，溫度會比 8000°C 更高，壓力就要大到那樣的程度，以致地殼再也抗不住了。

---

❶ 雅可甫列夫這裏提到的可能只是彈性地震波的一種，即縱波。另一種彈性地震波——橫波完全被地核所吸收而不能通地核。這種現象也是地核液態說的重要論據之一。但正如 O.Ю. 施密特院士所指出的，地核處在如此強大的壓力之下，物質必然表現一種特殊的、非日常經驗所能知的狀態。吸收彈性橫波乃是物質在這種特殊狀態的特性之一，即對彈性波的傳播來說和液態相同。實際對這種特殊狀態的物質，用“固體”、“液體”一類的字眼都是無意義的。 ——譯者。

實際上地核的溫度顯然不到 8000°C, 而且不超過 3000°C—4000°C。

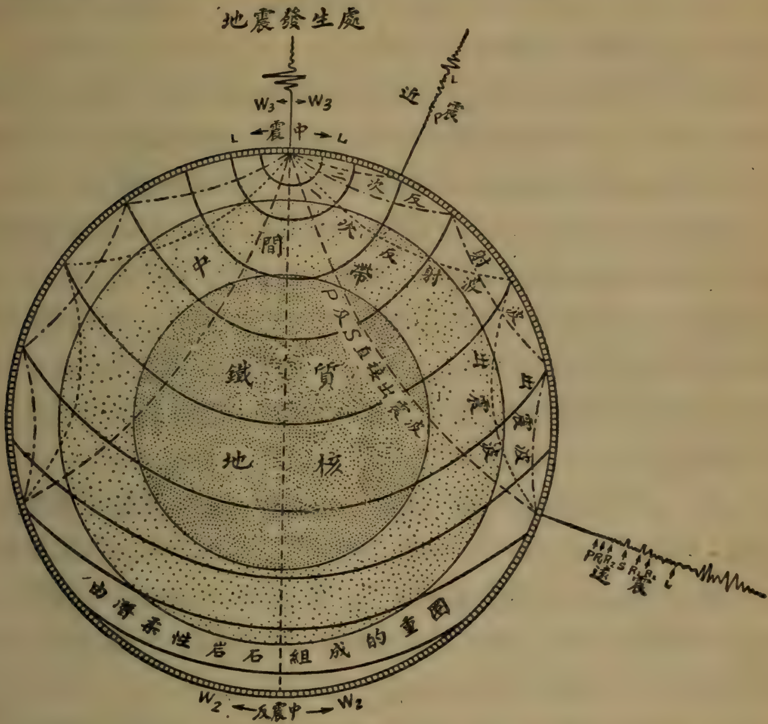


圖 22　地球剖面圖。地震波的傳播情形及其在地震譜上的表現。

含鎳質的鐵核由於受到强大壓力的影響，是處在一種非晶質的狀態，而由彼此緊密地擠壓在一起的原子所構成。

位在上面的中間層，深自 1200 到 2900 公里，物質的密度自 4.5 到 6.9，壓力自 60 萬到 150 萬大氣壓，溫度不超過 1500°—2000°C；物質的狀態不明，顯然像是非晶質，玻璃狀(均質的)。中間層下部的成分是矽酸鹽類與自然鐵和鎳的混合物，上部是氧化物和硫酸鹽類（主要就是 FeO 和 FeS 的金屬鑛帶)。

地球的外殼分做三帶：(一)外帶，由岩石組成，成分中大部分是

矽和鋁，因此外殼就叫做 сиаль (Si+Al, 矽鋁帶)；(二)中帶，叫做 сима (Si+Mg, 矽鎂帶)，矽和鎂的成分佔顯著優勢；(三)底帶，又叫橄欖岩帶，成分以矽、鎂和鐵佔優勢。

橄欖岩帶　深度自 1200 公里到 100 公里，壓力到 50 萬個大氣壓，溫度自 1200°—1500°C。物質的確實狀態不明，不過顯然上部是熔融的火熱液體，下部是柔性的、玻璃質的成分：橄欖石類礦物。

矽鎂帶　佔 20 到 100 公里深的一帶，是大陸和大西洋底、印度洋底、北冰洋底的基礎部分，並構成全部太平洋的底。密度自 2.7 到 3.3，壓力達到 20000 大氣壓。溫度起初隨深度的增加很快，到了更深層增加速度就慢下來，然而也不超過 1500°C。物質的確實狀態不明，不過顯然是結晶質的固體和潛柔質；更往下，柔性增加並轉為熔融的火熱液體狀態。成分：含鐵錳質矽酸鹽。

外帶——矽鋁帶　自地面到地下 20 公里深處。矽鋁帶構成大陸的上層，形成年青的大西洋和北冰洋底上的薄薄的一層，在太平洋下面這一層沒有發現。密度自 2.7 到 3.3，壓力自 1 到 1 4000 大氣壓，溫度自地面溫度到 700°—1000°C (在深處)，物質狀態——結晶質，由酸性岩石(花崗岩等)所組成。

從以上所引的敍述裏可以看到，地球內部的成分和隕石的成分是非常相像的。地核相當於鐵隕石；中間層則和玻璃隕石與石隕石的成分相當。

五　地球外圈的構造

地球在人類能夠直接觀察到的範圍之內是由三個圈構成的：(一)氣體的大氣圈，(二)水的一圈——水圈，(三)固體的地殼——岩石圈。地質學是從事於研究岩石圈的，大氣圈和水圈由自然地理學來研究。可是由於岩石圈、大氣圈和水圈之間存在着相互的影響，引起了種種的地質作用，就不得不對大氣圈和水圈那怕簡略地也在這裏介紹一下。

甲 大氣圈

大氣成爲一個厚有 500 公里的薄層，團團地包着地球的表面。在不同的高度上大氣的成分密度和溫度也是不同的。高到 9—10 公里的大氣成分是利用在地面上和高山上的觀測來研究的； 9—10 公里以上就用氣球、風箏和配備有工作隊、飛艇和飛機的大氣球帶着儀器到高空上去研究。到 20 公里的高空是在平流層氣球上——即在一種特別的、配備有工作隊和供給工作隊員呼吸用的氧氣設備的大氣球上進行研究的，而到 35 公里的高空就利用沒有工作人員的自由氣球來進行研究了。高空大氣的溫度、壓力、濕度和其他各種性質都是由氣球上的儀器自動記錄下來，再通過無線電傳達給地面上的觀測人員。

35 公里以上的高空的研究是根據流星、隕石，根據極光，根據聲波自大氣中各層的反射的情形，根據火山噴出的微塵和氣體有形成的雲即夜光雲和其他各種現象來進行的。

觀測結果證明，大氣成分直到 10 公里的高度都是上下一致的，因爲這一層裏具有上昇氣流和下降氣流，經常在起着混合作用，這也就是使這一層成分得到一致的原因。空氣成分上下一致的這一層叫做對流層。

對流層以上，在所謂平流層裏大氣的成分就不一致了，可以從下面的表裏看出來：

高度(公里)	氧 %	氮 %	氬 %	氫 %	碳酸氣%
0	20.9	78.08	0.94	0.003	0.03
10	19.7	79.5	0.8	0.6	—
20	18.1	81.2	0.6	0.0	—
30	15.2	84.2	0.3	0.2	—
40	12.6	86 5	0.2	0.7	—
50	10.3	87.5	0.1	2.9	—
60	6	77.0	—	1.2	—
80	1	21.0	—	55(?)	—
100	—	1.0	—	96.4(?)	—
200	—	—	—	—	—

我們看到，植物所不可缺少的碳酸氣只在對流層裏才有。

氧氣在對流層裏按容積說差不多要佔空氣的 $\frac{1}{5}$，而在對流層裏往上逐漸減少並且到 100 公里的高處就完全消失了。氮氣按容積說佔對流層的 $\frac{4}{5}$，在平流層裏直到 50 公里的高處，氮的分量逐漸增加，50 公里以上又開始減少而到 100 公里的高處也就差不多完全沒有了。而氫氣，在對流層裏統共只佔 0.003%，可是在平流層裏份量却大增起來，在 80 公里的高處達到 55%，在 100 公里的高處就達到了 96.4%。不過根據最近研究的結果，認爲那種看法，即認爲在平流層很高的高空裏氫氣的份量還在增加，並且到 100 公里以上的高處還有氫氣存在的那種看法是已經不能成立了。

分析在 80—500 公里的高空上出現的極光的光譜，發現只有氧線和氮線，因此可以認爲在大氣的最高層裏存在着處在極其稀薄狀態的氧和氮。

80 公里的高度是大氣裏許多現象的邊界：在這個邊界上，當地面有强烈爆炸的時候，聲音會起反射；在這個高度上，隕星開始發火，曙光消失，1883 年的時候在這個高度上看到過夜光雲，這是由於那一年克拉卡托火山爆發時噴上去的氣體所形成的。不過 80 公里以上在大氣圈裏還是有氣體質點存在的，關於這一點可以從流星落到 200 公里的高空時開始發火來證明：流星因爲遭到質點的磨擦而發熱、起紅光；此外還有，北極光證明甚至在 500 公里的高空還有氣體存在，這種氣體當有太陽射來的帶電質點穿過的時候就會亮起來。❶

500 公里以上氣體質點就稀少得從大氣圈外飛來的物體在這裏也碰不到它們，到這裏，地球的大氣圈便和宇宙太空滙合爲一了。

氣壓在對流層裏隨高度的增加而降低得非常快，就像 23 圖底部的曲線所表示的那樣。圖上註在下邊的數字表示大氣壓力爲水銀柱多少公厘。在 10 公里的高度氣壓大約等於地面氣壓的 $\frac{1}{4}$；而到 40—50 公

❶ 80 公里以上的大氣層叫做電離層（ионосфера）——譯者。

里的時候，氣壓就幾乎等於零了(大約 0.1 公厘)。和氣壓的降低同時，大氣的密度也逐漸地小起來。

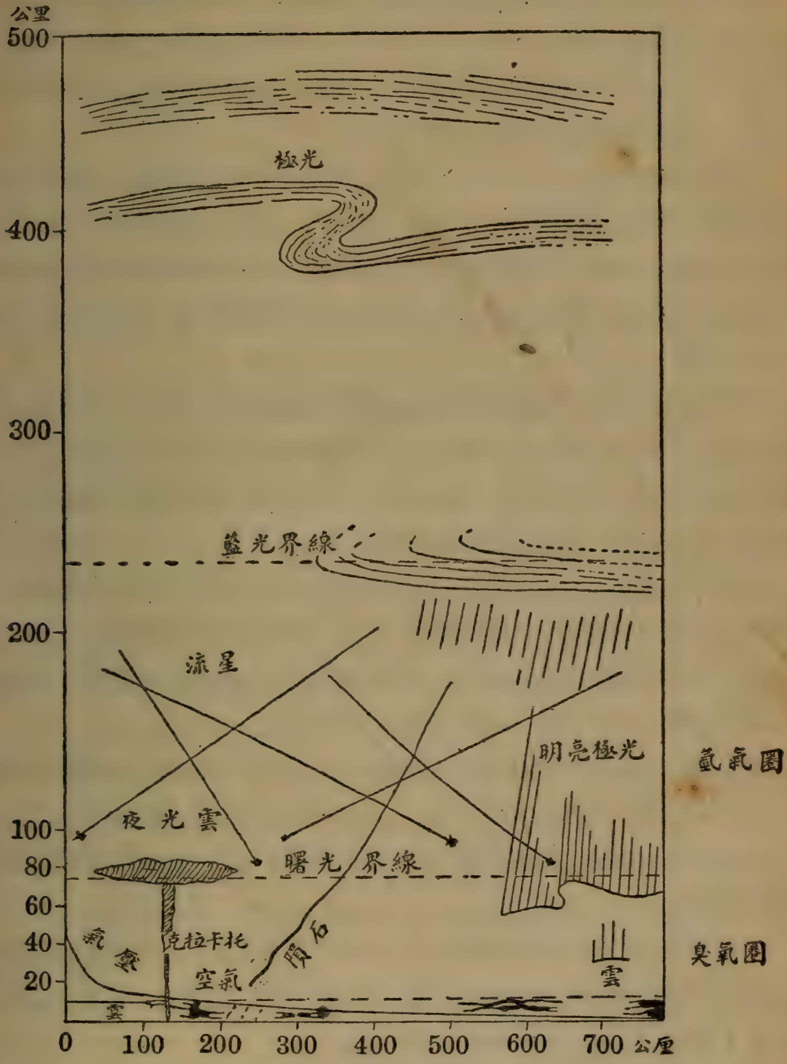


圖 23　大氣圈的結構。

對流層裏的氣溫起初是往上逐漸減低的，可是快到對流層上部極限的時候就彷彿穩定了下來，在大約 10 公里的高處，氣溫達到 −50°——55°C。10 公里高度以上在平流層裏直到 35 公里的高度，氣溫是近乎穩定不變的，停留在大約 −50°——55°C。再往上氣溫又逐漸增高起來，在 40—50 公里的高處達到 −30°C，繼續往上氣溫又逐漸低下去，在 100 公里的高處達到 −200°C。

對地質學來說，大氣的這一些性質是重要的，即足以引起外在的地質作用，所謂"外力作用"的這一些性質。促成這種作用的根本原因就是熱，熱是大氣中一切變化的基本根源。如果大氣的溫度到處都是一樣的話，那末大氣也就絕不可能產生任何地質作用，而到處都是一片寂靜的世界了。

地球表面所接受的全部熱量都是從太陽來的，地球的內熱因爲岩石的導熱性很低的關係對於地面的溫度幾乎沒有任何影響。曾經計算過，如果地球只靠它本身所有的熱來取暖的話，地面的氣溫就會只有 −50°C，也就是和月亮上的溫度很相近了。

地球從太陽得來的熱在地面上的分佈是不平衡的，這首先決定於地球和太陽的相對位置，即決定於日光投向地面時入射角的正絃的大小，此外還決定於日照的長短。根據地面受太陽照曬的情形，地球可以分做五個太陽氣候帶，也叫做數學氣候帶：

(1)熱帶，沿赤道兩邊直到回歸線。在熱帶裏的任何一個地點，每一年當中都能看到兩次太陽在中天，而在回歸線上只能看到一次。

(2)兩個溫帶，自回歸線以外直到極圈。在這兩個帶裏太陽從來不會到中天。

(3)兩個寒帶，北極圈以北，南極圈以南的區域。在這兩個帶裏太陽也從來不會到中天，不過在極圈上太陽一年有一度 24 小時不下地平線，到了兩極就要有六個月不下地平線。

當日光直射地面的時候，每一平方公分每一分鐘要受到 3 卡路里

的熱。可以算出來隨便日光入射角有多大的時候，地面每平方公分能受到多少卡路里的熱；好像也就可以精確地算出來任何緯度上的任何一點能够受到多少熱量了。然而事實上沒有這樣的事，同一個緯度的地點，處在地球上不同的地方，所受的熱量就會不同，當地的常年平均氣溫也會不同。例如北緯 52° 上的各個地點的常年平均溫度是：庫爾斯克 5.2°，契卡洛夫 3.3°，西伯利亞西部 2.9°，涅爾欽斯克（西伯利亞東部）1.2°，西德 9.0°，華沙 7.2°。

同一個緯度上常年平均溫度差到這樣大是因爲其他許多因素的影響，就像：大氣因透明程度不同和當地海拔高度的關係而具有的不同的受熱性，大陸與海洋的不同的受熱性，洋流和氣流，當地的地形等等諸如此類。

這些因素當中最主要的要算大氣的受熱性的不同了。

地球從太陽受到的熱量之中，⅗ 被大氣圈吸收了去。然而因爲乾燥空氣的導熱性比較高，日光很少直接曬熱空氣。可是岩石圈却差不多全部地吸收了太陽的輻射熱，很快自己就熱起來同時也溫暖了貼在岩石圈上的一層空氣。大氣主要是從下面受表面已經曬熱了的岩石所烤熱起來的。因此大氣的溫度愈往高處就愈低。登高爬山的經驗以及在氣球上觀測的結果證明氣溫是隨高度作算學級數遞減的，平均每高 100 公尺氣溫就降低 0.57°C。

水要熱起來和冷下去都比陸地慢，因此大洋面上的空氣和大陸面上的空氣比起來，夏天要熱得少些，冬天要熱得多些。

透明的空氣比含有水蒸汽和雲的空氣要熱得少些，因爲水蒸汽和雲能吸收大量的熱。因此濕潤的地方比同一緯度而氣候乾燥的地方，空氣要暖一些。

熱了的空氣就逐漸膨脹起來，因而變輕了，於是上昇，把熱量傳給大氣上層的冷空氣。空氣一冷就收縮起來，於是開始下降。因此就產生了空氣的上下運動。

一個地方空氣的壓力減低或者加大就破壞了它和相鄰區域同一高度的空氣之間的平衡，因而就產生了空氣的水平運動。空氣便從相鄰區域流向空氣稀薄的區域，或者反過來——從氣壓增高了的區域流向氣壓比較低的區域。這樣子就形成了風。

風有貿易風、季候風、氣旋、反氣旋和各種地域風。

貿易風 經常出現在赤道和南北兩回歸線之間，差不多一直到南北緯 30°。貿易風帶並不是一下子就從赤道開始的，而是開始在赤道往南往北各 3—4° 的地方，沿赤道兩邊各 3—4°的這個狹長地帶經常是低氣壓，形成所謂赤道無風帶，有的只是地域風。

赤道帶裏的空氣由於經常曬熱，膨脹得最厲害，也最稀薄。稀薄的空氣向上昇，排擠大氣的上層，因此使得上層的氣壓加大，而下層的氣壓減低；對流層上層在赤道上的氣壓比在任何其他緯度上直到兩極上離地一樣高的上空的氣壓一般要高。空氣既從氣壓高的區域向氣壓低的區域擴展，那末赤道上對流層上層的空氣就必然要向兩極運動了。氣團這樣從地球圓周最大的地方，即從赤道向圓周愈來愈小的地面，即向兩極前進的時候，就不可能在大氣圈的同一高度上全部安排得了，而到了南北各 30° 的緯度上就有一部分開始下降。從高處降下來的空氣便向壓力最低、空氣最稀薄的地方運動，也就是向赤道運動。

空氣從 30° 的緯度上向赤道方向推進的時候，因爲地球自轉的關係，也就是從直線運動速度比較低的地方向直線運動速度比較高的地方推進的時候，由於惰性的影響要盡量保持原有的速度，於是就落到地球運動的後面去了。因此在北半球氣流向右偏，在南半球向左偏，而不能筆直地向赤道方向推進。這樣就產生了經常性的風——貿易風，在北半球是東北風，在南半球是東南風。

如果熱帶到處都是海洋的話，貿易風的這種運動的規律性也就無論在哪裏都不會受到破壞了。可是既然熱帶裏也有大陸，而大陸夏天比海洋曬熱得利害，那麼貿易風運動的規律性就要經常地遭到破壞。這種現象尤其表現在印度洋方面。印度洋比所有其他熱帶海洋的周圍的大陸要多，並且沒有任何地方像印度洋這樣，夏季受熱最多的區域離開赤道那樣遠。印度洋區域夏季最高溫度並不在海上而在非洲，在阿拉伯、伊朗和印度。此外，亞洲大陸夏季也曬熱得很利害。因爲這種關係，印度洋區域方面的稀薄空氣就不是出現在赤道上而是在赤道以北——在大陸上。因此在印度洋方面夏季沒有貿易風，從五月到十月整個印度洋上自赤道往北不是吹着東北方向的貿易風，而是吹着西南風，叫做季候風，吹向阿拉伯、伊朗、東印度，一直到喜馬拉亞。中國南部經常吹着南方來的季候風，而中國北部、日本，一直到黑龍江口則是東南風。冬季印度洋北部吹着的便是正常的東北方向的貿易風了。

赤道帶一部分熱了的空氣上昇到大氣圈的高處(3000公尺以上)成爲經常的氣流轉向中緯度和高緯度，在我們北半球，這股氣流是從西南偏西的方向奔來。因爲受地球自轉的影響，這股氣流就一定會在兩極上打起旋來。冷氣流就從兩極向赤道方向運動。

這樣子在空氣上層從赤道向兩極流着熱流，而在下層則從兩極向赤道流着寒流。

不過氣流這樣的分佈只是一個大概，要能這樣就要地球不自轉，就要地面絕對平滑，就要地面上要不就全是水，要不就全是陸地，而且還要空氣裏既沒有水汽也沒有塵土。可是事實上既然不是這樣，那麽大氣周流的實際情形就要複雜得多了。

氣團和鋒面理論　既然地面不同緯度受太陽曬熱的程度不一，既然地表面的組成和地形也不一致，就在大氣圈裏形成了特殊的氣團。這種氣團是在空氣可以長時期受熱或受冷的地方出現的，有利於氣團長期受熱或受冷的條件是大氣壓力穩定的區域；或者是高氣壓，或者是低氣壓。

大陸夏季曬熱得利害，冬季又冷得利害，海洋則夏季旣不容易曬熱，冬季也冷得很緩慢。因爲這種關係在大陸上夏季一般是低氣壓，冬季是高氣壓，而在海洋上現象正相反：高氣壓在夏季，低氣壓在冬季。但由於各地情况的不同，這種規律也並不是到處都能保持的。

北半球高氣壓整年籠罩在亞熱帶的海洋上，夏季高氣壓在太平洋上，接近北美的地方，冬季在大西洋的阿佐斯羣島附近。往北是低氣壓帶，最低氣壓一月份在大西洋的冰島附近(冰島低氣壓——745公厘)和太平洋的阿留申羣島以南(阿留申低氣壓——751公厘)。北半球的大陸上夏季是低氣壓，而冬季是高氣壓。夏季低氣壓在貝魯支斯坦和印度斯坦西北部(746公厘)，冬季低氣壓在吐魯蕃盆地和北緯40—45°之間的中央亞細亞一帶(780公厘)。

南半球的亞熱帶，海洋上也好，大陸上也好，冬季都是高氣壓所在的區域，而冬季一月間大陸上出現低氣壓(754和757公厘)。往南極圈方面，冬季也好，夏季也好，氣壓都逐漸降低，從南極圈再往南直到南極又逐漸昇高。

在穩定的高氣壓和低氣壓地區，氣團因受季節和地位的影響，或者不斷熱起來，或者不斷冷下去。比如冬季在阿佐斯高氣壓區域裏氣團不斷熱起來，而在冰島低氣壓區域裏氣團則不斷冷下去。

已經受了熱或者已經受了冷的氣團就從一個緯度向另一個緯度推進，一面在一定的時間以內保持着原有的溫度、透明度和濕度。這種氣團的厚度可以有幾百甚至幾千公尺，而在水平方向上則可以延展到幾千公里。

當某種性質一致的氣團向前推進的時候，就可能和從其他一些高氣壓中心或者低氣壓中心轉移出來的同樣也是性質一致的氣團相遇。

當兩個具有不同溫度、不同濕度和不同透明度的氣團相遇的時候，他們彼此之間就要

發生相互的影響。

氣團之間的交界帶就叫做鋒面，鋒面的長度在幾千公里而寬只有幾十公里。

鋒面也和氣團一樣：出現、運動、消失。在鋒面帶中發生着氣團間溫度、濕度等等的交流現象。冷空氣在熱空氣下面流動着，推進到了溫暖的地方，冷空氣漸漸熱起來，處在上面的熱空氣則漸漸冷下去。

在冷熱氣團之間的交界線上的鋒面帶中開始發生了一種波狀的、旋風式的空氣騷動，這就是所謂氣旋和反氣旋。

反氣旋 就是一種旋風式的空氣柱，直徑有 2000—3000 公里，中央是高氣壓，寂靜無風，或者吹着微弱的風。從反氣旋的中心往外向四面八方吹着風，風向在我們北半球是沿着時針方向逐漸彎轉（圖24）。空氣離開反氣旋中央部分的時候，就由從上面降落下來的新的冷空氣流來補充。冷空氣流當下降的時候漸漸熱起來，因而變得更加乾燥，所以反氣旋中心經常維持着晴朗的天氣：夏天熱，冬天冷。反氣旋有時好幾個星期停留在一個地方動也不動，如果動起來，常常總是向西南方面逸去。

氣旋 也是由粗大的空氣柱形成的，直徑可以達到 200—300 公里，不過中央是低氣壓，而旋風式轉動的風也是從周圍向中心吹動的（圖 24）。向中心匯集的空氣沿氣旋的軸向上昇起，像圖 24 右下方所表示的那樣。氣流上昇到大氣的寒冷上層裏的時候，就冷下來，析出了所含的水蒸汽而形成爲雲、雨或者雪。上昇的氣流在 3000—4000 公尺的高空上就向各方面散開去，主要是自西而東，這一點可以從氣流析出來的、並且被氣流自西而東推動前進的雲看出來。

氣旋推進時速度非常大，一晝夜可以到 300 公里和 300 公里以上。氣旋帶來溫暖陰雨的天氣，風力強而變化快。

地域風 是由於局部的、沒有很大地理範圍的原因所產生的。地域風當中分爲：水陸風或濱岸風、山谷風和山坡風、熏風、潑例風和沙漠風。

水陸風或濱岸風是在海濱或大湖濱所吹的風，白天從海上往岸上吹，夜裏，反過來從岸上往海上吹。白天陸地比海曬熱得多，所以在陸地上形成了上昇氣流。爲了使下面恢復平衡，空氣便從海上流到陸上來，而同時上空則發生了反方向的氣流。晚上，陸地又比海冷得多，因而空氣的運動就改變了：下層的風從大陸往海上吹，而在上空風向却正相反。赤道帶上的濱岸風吹得特別有規律：早晨十點鐘涼爽而新鮮的空氣從海上吹來，晚間便徐徐地吹起陸風，常常把陸地的花香吹送到海上去。

徐徐海風能夠吹到的高度可以達到 200 公尺，而徐徐陸風還要吹得稍許高些——可以吹到 350 公尺。

山風和谷風　白天山谷和山坡上的空氣比大氣中同一高度的空氣要曬熱和膨脹得多些，所以空氣從山坡上或谷底往上昇，冷空氣則從大氣中降下來替補它。由於這種原因，在山谷中和山坡上白天風從底下往上面吹——叫做谷風或下風。

夜裏風向調轉過來：山坡上和山谷裏的空氣比大氣中同一高度的空氣要冷得多些，所以山坡或者山谷上的空氣就往下降，形成了山風或者叫上風。這種風有時也能達到相當大的強度。

焚風(фен)　首先是在阿爾卑斯研究清楚的，後來在別的山岳地帶也發現了，就像：高加索、南高加索、塔什干區、克里米亞、落磯山、格棱蘭等地。焚風是指從山上吹下來的一種溫暖而乾燥的疾風，時時在冬季和春季形成，使雪很快融化，引起雪崩和泛濫。在阿爾卑斯山

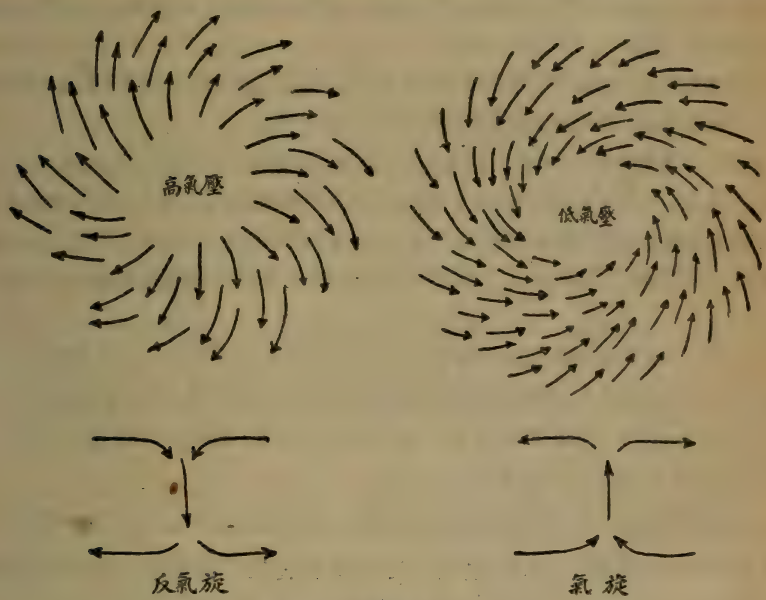


圖 24　反氣旋和氣旋。

裏，焚風是這樣形成的；順山南坡往上昇的風到山上受了冷却作用，所含水蒸汽凝結成了大雨。蒸汽凝結爲水的時候析出了熱，因此空氣冷却得比較少。後來乾燥空氣越過了山，從山嶺的北邊下降到了阿爾卑斯的山谷裏。空氣從高處下降時逐漸壓縮，結果每降低 100 公尺氣溫就要昇高 1°。空氣下降時有熱量出現的這種事實的證據就是這時候山頂上有冷空氣存在。

熏風一到了山谷裏就溫暖得這麼利害，以致於有時候阿爾卑斯的氣溫因爲熏風的緣故會昇高 20° 以上，往往暖得和夏天一般。

潑冽風(Бора) 和熏風相反，潑冽風是一種寒冷的山風。潑冽風發現在新俄羅斯城(諾沃羅西斯克)，黑海岸的東北部分，此外還有伊斯特利亞和達爾瑪提亞陡峻的海岸邊。新俄羅斯城的潑冽風速度有時達到 30—60 公尺而帶有海上風暴的性質。疾如閃電的狂風鼓起了地中海的波濤，把它們噴成霧珠，霧珠就變成了一層冰殼把海上的航船以及新俄羅斯城的屋宇和街道裹起來。航船周圍的冰結得這樣厚，使船變成了一個整整的大冰塊，因爲重量太大也就沉到海裏去了。1899 年 12 月 16 日到 24 日的潑冽風期間，新俄羅斯城濱岸一帶建築物裹上了一層厚到 2 公尺的冰殼，冰把所有的窗口、門和烟窗都嚴嚴地塞死了，因而無法生火。暴風又揭開了房頂，把貨車箱吹脫了軌，拔倒了電線桿子。在濱岸大道上則結起了 2—4 公尺厚的冰。

潑冽風的起因是由於高加索山脈以北形成了大的反氣旋高氣壓，而在黑海東北部則形成了低氣壓的緣故。這種現象常常總是發生在秋季和冬季。

逐漸積聚在高加索以北的冷空氣慢慢上昇到了高加索西脈，即絕對高度在 400 到 650 公尺的瓦拉德山嶺的頂部，越過山嶺成爲一種冷氣團直奔黑海而去，此時黑海上的氣壓經常是不很大的。空氣在這裏向低處運動的時候，自然也稍稍熱了一些，可是由於瓦拉德山高度有限，溫度的增高也就不很多(3—4°)，因此對於全部冷得非常利害的空氣的狀態，影響也就很微弱了。

沙漠風 是受沙漠邊緣上低氣壓的影響產生的，這種風又燥又熱，並且帶有風暴的性質。屬於這一類的風有從薩哈拉大沙漠吹送到埃及的所謂‘旱辛’風(Хамсин)，亞拉伯的‘沙悶’風(Самум)，費爾干納的‘哈馬炭’風(Гарматан)，喀則爾・庫姆的‘太敗’風(Теббед)，特里波里的‘疾不力’風(Гибли)，等等。

濕度和降雨 大氣裏除了成分穩定的各種氣體以外，還存在着一種成分不定的氣體——水蒸汽。大氣裏水蒸汽的含量在地上不同的地點，甚至就是在同一個地點，由於種種原因的影響是變動不定的。

空氣中水蒸汽的主要來源就是海洋、湖泊、河流等表面水份的蒸發作用。植物覆蓋層也同樣供給了大量的蒸汽到空氣裏來。空氣裏水蒸汽的含量就叫做空氣的濕度。濕度是由一立方公尺中含有多少水蒸汽的質量(以克爲單位)來計算的。或者用多少公厘水銀柱高的壓力所平衡的蒸汽的彈性度數來計算。空氣的濕度分爲絕對濕度和相對濕度兩

種。

絕對濕度　就是指在一定氣溫下、一定容積中所存在的水蒸汽的含量。氣溫增高，可以容納在空氣中的蒸汽量就要加大，氣溫減低，可以容納的蒸汽量就要減少，而過剩的蒸汽就要析出成水。

相對濕度　是指空氣所含蒸汽量與同一氣溫時空氣中能够含有的最大蒸汽量的百分比。

相對濕度愈小，蒸發就愈大。隨着相對濕度的增大，蒸發作用便逐漸慢下來；一旦相對濕度達到 100%，蒸發作用也就停止。相對濕度達到了 100% 的空氣就是所謂飽合的空氣。飽合的空氣當溫度降低的時候就會形成雨、露、雪或者霜（看溫度高低而定）。

空氣的冷却是當空氣上昇時發生的：空氣往上昇的時候就是從比較熱的氣層裏到了比較冷的氣層裏；此外，大氣上層的氣壓又比較低，因而從下面到達上層的空氣就要膨脹，這時由於動力關係空氣也變冷下來。上昇氣流所造成的雨水量最大。當溫度不同的空氣發生混合的時候也會造成雨水：溫暖濕潤的風和冷空氣相混的時候，總要下雨，可是冷空氣竄到溫暖的大氣裏的時候也同樣會造成雨水。

熱空氣碰到了冷的東西，比如冷了的石頭、土地或者草類植物等，就形成了露水，露水在沙漠氣候帶裏是非常重要的。

空氣的水濕受風的作用就從一個地方轉到另一個地方，所以雨水的降落和空氣的周流作用是有直接關係的。

赤道上因爲曬熱得很利害，而且主要是潮濕的上昇氣流，所以雨水降落得最多——平均一年達到 185.8 公分。在季候風帶雨量降低到 113—81 公分（一年中陸上與海上的平均雨量）；這是由於季候風帶裏的風主要是熱而乾燥的下降氣流，因此所帶來的濕度要少些。溫帶裏，在赤道帶和季候風帶的兩邊，雨量又增高起來：北半球達到 91 公分，南半球達到 121 公分（緯度 40° 到 45° 之間的全球一年雨水降落量）。這是因爲溫帶裏氣旋佔着優勢，而氣旋的中央部分是上昇氣流。在兩極地區由於空氣冷而濕度低，因此降落量最小：北半球平均一年可以到 11.3 公分，南半球可以到 1.8 公分。

濕度和雨水降落量也受地面距離海岸遠近的影響而跟着變化：鄰近海岸的地區比大陸內部雨水要落得多。

夏天，濕潤的海風逐漸向大陸內部深入的時候愈來愈乾燥起來，而冬天呢，則由於大陸內部氣溫愈來愈低，所以或者是更加濕潤起來，或者是保持着原有的飽合狀態。和這個情形恰恰相反，從大陸吹向海洋的風，夏天逐漸爲濕氣所飽和，而冬天則帶來更乾燥的空氣。

風向隨着季節的變化促成了各季中降落情形的不同：赤道帶和季候風帶中，落的永遠是雨；在比較高些的緯度上，一年中大部分時間落的是雨，而冬季落雪；在更高的緯度上，在兩極圈裏和兩極上，一年中大部分時間都是落的雪，只有短短的夏季才落雨。

從所有這一切可見，構成氣候的主要因素——溫度、風、濕度等，無論在水平方向上還是垂直方向上都是變化很大的。把氣候相似的區域連起來就成了**氣候分類**。氣候分類的方法有好幾種（柏爾格、柯本、毛爾頓等等）。

為研究地質的目的看來，彭克提出的氣候分類法算是最合適的了。

一、潮濕氣候 降落的雨水量超過蒸發的和滲入到土壤裏去的，過剩的水分沿地面流走，形成江河與溪流。

(一)極地型氣候 代替潛水（грунтовые воды）的是土壤的永久凍結，因此沒有眞正的水源，全部是地面水流。河流長期封凍，河水的來源靠化雪。夏季短期洪水，冬季長期枯水。岩石的破壞產物，或者說風化產物，在化雪期間變得特別容易流動，因為那時風化產物為水灌滿，於是夾着水沿土壤永久凍結層的上部漸漸溜開（土溜——солифлюкция）。一上凍，風化產物的流動性就喪失了。

分佈區域：兩極地區和苔原地區。

(二)井泉型（фреатический тип климата）（井水充沛）**氣候** 降落量一部滲入土壤，因而有潛水存在和受潛水補給的井水和泉水。

分為三個副型：

1）**雪下氣候** 經常形成雪蓋層，阻止水份好幾個月之久不能滲入土壤。化雪期間，河流上漲，潛水補給充足，因而冬季河流也受到潛水的補給。

分佈區域：中緯度。

2）**十足潮濕氣候** 落的都是雨，一年四季分佈調和。岩石受化學作用的破壞現象或者說化學風化的現象很顯著。風化殼可能一年四季都為水灌飽，因此差不多經常處在一種高度的流動狀態中。

分佈區域：赤道地區。

3）**半潮濕氣候** 一年之間潮濕和乾旱季節交替着。濕季激烈地進行着化學風化作用，乾季則在適宜的地方進行着物理風化作用，大量地形成了風化產物，不過只有在濕季裏才會流動。

分佈區域：雨水鉛直降落的熱帶，❶ 季候風帶，太陽位置最低時的亞熱帶等。

二、乾旱氣候 蒸發量往往超過降落量好幾倍。沒有川流不息的江河，除了那些發源於乾旱區域以外的河流。

1）十足乾旱氣候 雨量少得以致於在經常的高氣溫之下，土壤一般不能被水飽和，因此也就看不到有沙漠皮形成。物理風化作用佔着決定性的統治地位，地面受流水的冲刷作用（侵蝕作用）和冲刷而成的地形發育得比較差，顯著的地質作用是風。

分佈區域：南北兩半球亞熱帶高氣壓區的典型沙漠。

2）半乾旱氣候 每一場雨的降落量，一部分流走成爲間歇河，一部分爲土壤所吸收。然而在這種地區，滲入土壤裏的水並不能夠聚積成爲完整的貯水層，到乾季時便蒸發了去，而把溶解的物質（$CaCO_3$，$CaSO_4$）帶到地面上來，因此形成了沙漠皮。

化學的風化作用得到了相當顯著的發展，但降落量在這種地區還不足以形成長流水。由於植物覆蓋層的薄弱，而特別是由於不透水的黏土質岩石的關係，稀少、短促但極強烈的驟雨就引起了常常是非常激烈的侵蝕切割的現象（所謂‘歹地’風光——ландшафт “дурных земель”）。

分佈區域：半沙漠和乾旱草原。

三、大雪氣候 落的是雪，降落量超過夏季融化的和蒸發的。過剩的雪一年年積存起來，形成冰川流去。

1）十足大雪氣候 整年落的全都是雪。

分佈區域：南極大陸、格陵蘭、北地島、新地島等等。

2）半大雪氣候 落雪有時爲落雨所間斷。

分佈區域：北極地區的南部和極區以外的高山地帶。

地理氣候帶和太陽氣候帶不同的地方在於：地理氣候帶並不嚴格地遵循着一定的緯度，地理氣候帶緊鄰的部分有時互相參差交錯，一個氣候帶蓋過了另一個氣候帶，有些地方地理氣候帶不是順着東西緯線方向伸展，而是順着南北子午線的方向伸展着。不過無論如何就是在地理氣候帶的分佈上也可以看到它和太陽氣候帶的基本分帶情形是有一定關係的。

三個潮濕氣候帶沿東西緯線方向成帶狀伸展着，其中十足潮濕帶氣候帶位於赤道帶和南北緯 15°—20° 以內的熱帶的地方。半潮濕氣候帶包括熱帶內緯度更高的地方以及亞熱帶，也同樣是沿東西緯線方向成帶狀伸展着，不過不如十足潮濕氣候帶那麼寬泛。有些地方十足潮濕氣候帶直接過渡到半潮濕氣候帶，但是在大部分舊大陸上，即在非洲和西南亞，兩帶之間却夾着一個十足乾旱氣候帶——熱帶沙漠帶，也是沿東西緯線方向伸展着的。在南半

❶ 在赤道無風帶中，雨水直直向地面降落——譯者。

球和這個相當的是中央澳洲沙漠、南非洲沙漠，在美洲則是位於太平洋沿岸順子午線方向分佈的沙漠。

雪下氣候帶在南北兩半球基本上都位於溫帶。在中亞細亞的雪下氣候帶和半潮濕氣候帶之間還夾着一個半乾旱氣候帶，是由一連串的沙漠、半沙漠和旱乾草原構成的。這一帶除了亞洲東部以外，差不多一直橫貫了整個亞洲，就是說，這一帶也具有帶狀分佈的性質。

大雪氣候帶在南北兩半球上都大致與極地氣候帶（寒帶）相合。

乙 水圈

海洋裏的水，或者說水圈，並不在地球周圍形成一個連續不斷的圈，而只是佔據地球表面的低窪之處。水圈所佔的面積大約有整個地球表面的 ¾。全部海洋裏的水有 13 7000 萬立方公里這樣多，這就等於全部地球重量的 7%。大洋的平均深度在 3500 公尺，最深處在太平洋中菲律濱羣島以東 150 公里的地方達到 1 0790 公尺。

如果全部的水均勻地分佈在地面上，那末，水圈的厚度就要等於 2400 公尺，可是地面爲水覆蓋的情形是不平衡的：地球表面 29% 是乾地，形成大陸，71% 處在水底下。

如果我們設想大洋裏的水全部都給弄掉了，那末地球表面高低起伏的情形就會像下面這樣了：

平均高度在 800 公尺的大陸，構成了上部大陸面，超過大陸面的高地只有地球表面的 7%。在海洋這方面大陸面鑲着一條深到 200 公尺的台階形的邊，成爲淺海帶（看下面圖 25）或者叫陸棚。這條台階佔了地球總面積的 5.7%；直到 2400 公尺深的地方是大陸坡，把大陸的基礎和深海底隔離開來。深海底是一片比較平坦的面，深度自 2400 到 6000 公尺。深海底上好些地方有海淵或者叫海溝，一直低到 6000 到 1 0000 公尺以下，不過它們的面積還不到地球總面積的 2%。

上部大陸面連同面上的高地和淺海台以及大陸坡三者形成了大陸塊，好像高出深海‘平原’的‘平台高原’一般。大陸塊的總面積佔地球總面積的 46.7%，而深海平原的總面積則佔 53.3%。

當然也不要想像海洋平原是絕對平板一律，好像一個龐大無比的盆地一樣：海底和地球表面的總的形狀相當，也像陸地表面那樣是向上拱起的。深海‘平原’上也有山脈，有些地方可以一直達到海面，突出成爲島嶼，也有低窪盆地、平台地和高原(圖 25)等。雖然比起所有這些高高低低的起伏形式來，最主要的還是平原地，不過不像地面上，沒有受種種外力作用的影響所形成的那些細緻的地形。

雖然地理上水圈是分成了一個個的大洋：太平洋、大西洋、印度洋、北冰洋和南冰洋等，可是所有大洋都彼此相聯，形成了一個統一的世界大洋。

按化學成分說，海水到處都是一致的，就連海水含鹽量也大致是穩定不變的——大約在 3.5%。蒸發作用比較弱的內海和海洋近岸的部分，由於流來淡水稀釋關係，含鹽度因而相當低：黑海的含鹽量一共佔 1.8%，亞速海是 1.2%，而裏海是 1.4%。蒸發作用强烈的內海或地中海式的海，例如地中海，含鹽量高到 4%，而裏海東部的海灣——卡拉·博嘎斯灣的含鹽量則達到 16.4%。

海水裏氯化鈉最多，要佔全部鹽分的 78.32%，或大約¾；其次是氯化鎂，佔 9.44%；再其次，硫酸鎂 6.4%；硫酸鈣 3.94%，氯化鉀 1.69%，$CaCO_3$—0.04%，SiO_2—0.009%；溴和碘也有少量存在。

海水裏還發現有 32 種含量有限的化學元素，其中有錳、鋅、鉛、銅、金等等，不過這些物質的微不足道的百分數要按全部海水總量算起來含量也就龐大得很了。比如全部海水中所含金的總量就大到了這種程度，即比全世界所有銀行的總儲金量還要超過好多倍。

對於生物作用具有重大意義的是溶解在海水裏的各種氣體，其中最重要的是氧和氮，每一立升海水中含有 18 立方公分。此外還有含量不大的亞摩尼亞，海水深處還有 CO_2。黑海裏，離海面 183 公尺的深處的水裏溶解有硫化氫，因爲硫化氫的毒害作用，黑海裏 200 公尺以下的深處就沒有生物繁殖了。

海水的溫度　海洋表面的溫度隨緯度和季節的不同而上下在 $-3°$ 到 $+32°C$ 之間。海水的溫度愈往深處差別愈來愈小，在深 750 到 1100 公尺之間佔統治地位的溫度是 $+4°C$；非常深的海水溫度上下在 $+2°$



圖 25 海洋深度分佈圖。

到－2°C 之間，而不受當地緯度的影響。

在四外不通和地中海式的海裏溫度的分佈是另外一種樣子：表面海水受冷以後下沉，把下面比較溫暖的海水擠上來，這種作用最後使

海底上聚集了一層和表面海水的最低溫度一樣冷的海水。

比如在地中海裏，2500 公尺深的海水溫度在 +12°C，相當於上層海水能够冷到的最低溫度。

海水的密度　海水的密度或者海水的比重是與海水的鹹度（含鹽量）和溫度密切相關的。知道了海水的鹹度和溫度就可以算出海水的密度，反過來，根據海水的密度和溫度，利用下面的公式，也能够算出海水的鹹度：

$$s=1.0\ 2946-0.00\ 0006(6.7+t)t+0.0077(p-3.5)$$

公式裏，s 表示密度，t 表示溫度，p表示鹹度。

根據無數次測驗大洋表面海水密度的結果，轉算成同樣溫度的時候，證明最大密度是在蒸發强而溫度高的貿易風帶，在大西洋是1.0275，在太平洋是 1.0270，往赤道方面的無風多雨帶逐漸減低（自 1.0260 到 1.0255），然後往北，往兩極海洋方面逐漸減低（1.0250），兩極方面雖然雨水降落量不大，可是蒸發也微弱。

鹹度和密度通常是同時隨深度而改變的：最大的鹹度和密度在200公尺深處，再往下直到 1640—1830 公尺深的地方鹹度和密度都逐漸降低，而在更深的地方又重新增高，不過海底上的鹹度和密度總比海面上的要低。

然而密度隨深度的這種變化情形並不是所有海洋都是這樣的：比如北冰洋，根據1894年在一條名叫"福拉姆"的航船上所做的探測的結果，密度、鹹度同時隨深度逐漸增加直到 200 公尺深處，更往下直到 3000 公尺深的地方却差不多就完全沒有變化了。

內海裏的密度和含鹽量是隨深度而增加的。

海水的壓力　海水的壓力每深 10 公尺增大 1 個大氣壓，在海洋的平均深處，壓力達到 350 個大氣壓，最深的地方可以達到 1000 個大氣壓。

海水的照明度　光線能够穿透海水的深度是有限的，平均到 200

公尺的樣子。感光性最强的照像底板在 400 公尺深的地方已經沒有感光現象，因此在 400 公尺的深度和比 400 公尺更深的地方就是一片永久黑暗統治着的世界了。海水的照明程度具有極大的生物學的意義，因為水生植物只有在照明帶中才能生長，而棲息在照明帶以下的動物就必須或者本身能具備特有的發光能力，或者使自己習慣於完全沒有光亮的生活。

水圈中的運動 和大氣圈相反：大氣的運動是由於晒熱的影響，水圈裏的運動則主要是由於風吹和日月吸引的影響而起來的。

水圈裏所進行的運動分為海浪、洋流和潮汐等幾種。

海浪 海浪是由於風的作用而起，風吹打着海面，起初激起來一連串不規則的小浪紋，小浪紋受風的繼續作用就變成了大浪，和風向垂直。

浪的高度和長度决定於風力的大小和風吹時間的長短，同時還决定於海水的深淺。在深的海裏最大的浪可以高到 10—15 公尺，有三層樓房那麼高。浪的長度要超過浪的高度 15 倍，浪的坡度在2.8°—5.7°。

看起來海浪好像是一種前進運動，可是實際上並沒有位置的轉變，海裏的浪忽而上來忽而下去，差不多根本不離開原位，正好像風吹過抽了穗的穀子地所起的浪(麥浪)一般。

每一個小的質點上昇到波峯而又跌落下去，作着一種旋轉運動，好像在垂直的平面上旋轉着的輪子一樣。這種運動叫做圓周運動。證明這一點是很容易的，只要扔一片刨花到浪上看看它怎麼運動就可以了。刨花忽而昇到波峯上來，忽而跌下去，差不多就不離開老地方，可是同時波峯和波谷却一個接着一個從刨花下面滚了過去。如果有些東西，比如船打沉了所剩的遺物，最後終於能拋到岸邊上來，這是由於這些東西受了風的直接吹動的影響所造成的。

波動的影響往深處傳播得非常慢，而上下擺動的幅度往深處是按幾何級數遞減的，所以波動影響不能够達到很深的地方，能够看到海

浪影響到的海底的最大深度是 200 公尺。

洋流 風除了一面在水平方向上吹動，引起海水的旋轉運動以外，一面一定還要引起海水的一些前進運動，正像風對於在海浪裏上下簸動的刨花所起的影響一樣。風吹的時間愈久，海水的前進運動也就愈强，波動也就變成了暫時的漂流，而在更長期的穩定的風力影響之下就變成了洋流(圖 26)。



圖 26 洋流圖。

洋流就是指海洋裏流動着的大量的海水，彷彿一條無比龐大的、可是却沒有河岸的河流一般。這種‘河流’的規模之大，可以拿麥西哥暖流(Гольфстрем)來做例子。麥西哥暖流在大西洋的芙羅麗達沿岸處寬有 278 公里，深 305 公尺，流速每小時 11.11 公里，流量每一晝夜有 1896 立方公里。

在洋流的形成過程中起作用的不只是風，還有海洋各部分的氣壓的不同（淌流——стоковые течения）和因溫度影響而產生的海水密度

的不同，此外還有鹹度的不同、蒸發量的不同、雨水降落量的不同以及海冰融化量的不同等等。

在以上各種原始海流中出現的水位降低的現象就引起了補償海流或者說引起了一種急於恢復業已降低了的水位的逆流。

熱帶附近受貿易風的影響形成了從東向西的赤道暖流：北股在北半球，南股在南半球。赤道暖流在大西洋區域裏到達麥西哥灣，受到美洲海岸的反射後便叫做麥西哥暖流轉向東北，直向歐洲海岸流去，越過冰島與斯堪的那維亞半島之間而後流入北冰洋的施匹茨堡根、福蘭茨·約瑟夫地和新地島之間。麥西哥暖流的溫度在芙羅麗達半島附近是 18.3°C，而在歐洲海岸附近北緯 40 度上則是 4.4°C，就是說減低了 13.9°C，這個，根據上面提到的流量算起來，等於每天喪失 10 6821 9700 0000 加路里的熱。

在太平洋裏，赤道暖流也是從東往西，並且在中途受到亞洲大陸及圍繞亞洲大陸東部的許多島嶼的阻擋，折向東北形成了黑水暖流(黑潮)，沿日本東海岸流動着。

和南半球海水分佈更廣的這種情形相稱，並且由於南季候風的穩定，南股赤道暖流也因而更穩定(東澳洲暖流及南巴西暖流等等)。

存在於熱帶南北的大規模反氣旋在這些地帶引起了循環的洋流，其中一部分在北半球自西北往東南流，在南半球自西南往東北流，推動着寒冷的水，形成了流往熱帶方面去的過流。

在北半球各大陸的東部海岸上經常吹着北風和西北風，造成了往南流動的寒流：在大西洋有格陵蘭寒流和拉布拉多寒流，在太平洋有加里福尼亞寒流。南半球由南風和西南風造成的類似的寒流有秘魯寒流和西澳洲寒流。

海洋裏除了擺有廣大面積並且基本上是由經常吹着的風的影響所產生的洋流以外，還有許多個別的海流，是由海面水位的不同和各層海水鹹度的不同所產生的。這種洋流常常可以在貫通地中海式的海與大洋之間的海峽裏看到。比如在波羅的海和德國海之間的海峽裏就有兩股海流：下一股，水的鹹度比較大，從德國海向波羅的海方面流動，而上一股，鹹度比較小，却是從波羅的海向德國海方面流動。在直布羅

陀海峽裏，下一股海流從地中海往外流。鹹度比大西洋的大，而上一股海流則是從大西洋往地中海一邊流。在地中海與黑海之間的波斯勃魯斯海峽裏，上一股海流因爲水更淡，是從黑海往地中海裏流，而下一股海流因爲水的鹹度比較大，則是從地中海往黑海一邊流。

潮漲與退潮　每一個“月亮日”，卽每 24 小時又 50 分鐘，海面要昇高兩次，因此低海岸要被淹沒，而在陡峭的海岸邊則看到海水上漲；並且每一晝夜間海面也低落兩次，因而水很淺的海底就會露出來。這種現象就叫做漲潮和退潮。

漲潮和退潮主要由於月亮對地球所施的一種吸引作用的影響以及由於地球和月亮的旋轉所引起的離心力的作用而產生的。月亮吸引地球，地球同時也吸引月亮，但是由於這兩個天體在太空中具有各自特有的運動，它們彼此都不向對方落過去，在一種相互吸引和各自特有的運動影響之下，月亮和地球就在太空中圍繞着通過月亮地球體系的重力中心 Ц 的 X—X 軸旋轉起來（圖 27）。因爲地球的質量比月亮要大 81.5 倍，所以這個重力中心並不在兩個天體的中間而在地球的內

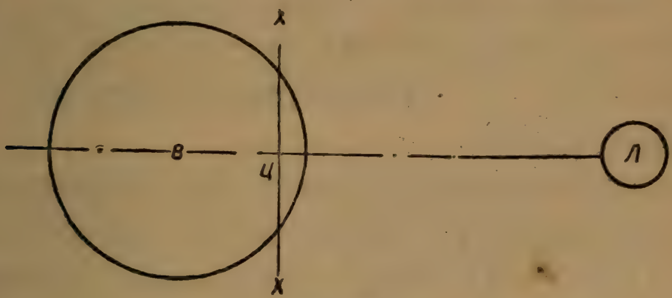


圖 27

X—X—地球月亮體系的旋轉軸；　Ц—地球月亮體系的重心。

部，距離地球本身的中心有地球半徑的 0.73 倍那麼遠的地方。地球圍繞月亮地球體系的中心旋轉的時候產生了一種離心力，與月亮的吸引力起着平衡作用。可是旣然吸引力與距離的平方成反比例，那末在地

球向着月亮的這一邊，吸引力就要大些，而在相對的那一邊離心力的作用就要大些。

水比大地要靈活得多，所以水圈受月亮吸引的影響和離心力的影響都比岩石圈要大。圖 28 上畫着從北極方面看過去地球(З)沿赤道方向的切面。水圈在月亮(Л)吸引的影響下，向面對月亮的 A 一邊拉出了一些，然後受離心力的作用又在相對的 Б 一邊拉出了一些。因爲這種關係就在地球上相對的兩點 A 和 Б 的地方起了漲潮波。水圈既在 A 和 Б 兩點往外鼓起，B 和 Г 兩點的水圈表面便因而同時跌落下去，所以這裏就發生了退潮現象。

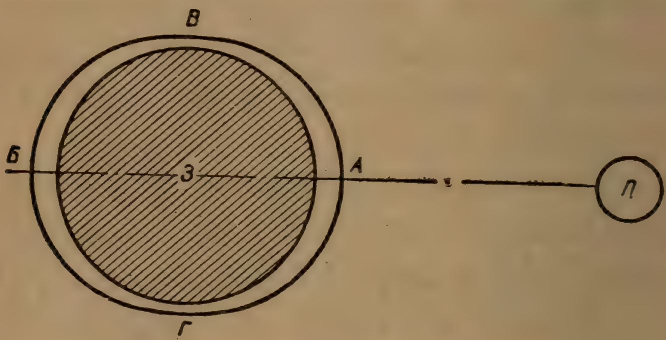


圖 28 赤道上的漲潮和退潮：
З—地球，Л—月亮，A和Б—漲潮，B和Г—退潮。

因爲地球每一晝夜要圍繞自己的軸轉一週，由於這種原因再加上月亮的關係，一晝夜間漲潮波也就逐漸向前推進。如果漲潮起初在 A 點，那末 6 小時 12 分鐘之後就到了 B 點，再過 6 小時 12 分鐘就到了 Б 點等等。水圈上每一點每一晝夜間都受到兩次漲潮和兩次退潮。漲潮時間與月亮從上空或從地球背面越過當地子午線的時間是一致的，而退潮則是在出月亮和月亮落的時候。

太陽同樣也在水圈裏引起漲潮和退潮的現象。恰恰也是每一個“太陽日”，即每24小時之間要在水圈裏發生兩次：兩次漲潮和兩次退

潮。雖然太陽的質量比月亮的要大 2 6500 萬倍，因此它對地球的吸引也應該比月亮對地球的吸引大 162 倍，但是由於太陽離開地球比月亮離開地球要遠 386.7 倍，所以太陽漲潮波的高度比月亮漲潮波的高度反而要小 2.5 倍。

太陽漲潮波和月亮漲潮波都是自東向西推進，根據太陽和月亮的相對位置，這兩種波或者合而爲一，或者是兩種波大小的平均波，或者甚至互相干擾，漲潮波的高度也就受太陽波和月亮波相互關係的影響而變化不定。

最大漲潮在熱帶和亞熱帶；在北緯 28 度以北和南緯 28 度以南，則見漲潮高度向兩極方面逐漸減低。

在廣闊的大洋上，漲潮高度不超過 2.5 公尺，可是在靠近大陸的海岸邊上則強烈起來，尤其在海灣裏，可以達到 12—18 公尺（南美麥哲倫海峽），或者甚至 21.3 公尺（北美芬地灣）。

在地中海型的海和內海裏，漲潮和退潮也是有的，不過規模比大洋上要小得多了。比如在波羅的海漲潮可以達到 0.01—0.11 公尺，在亞得利亞海可以達到 0.16 公尺。

丙　岩石圈

岩石圈，或者說地球的硬殼，團團地包圍着地球，表面是不平整的。岩石圈的面積三分之二以上是深陷的低窪區域，爲海洋佔去，大約三分之一形成高的突出部分，就是大陸。大陸突出部分平均高度拔海 800 公尺，超出海底 4300 公尺（圖 29）。

大陸以高原突起的形式高過大洋底部，彷彿平頂山一般。

大陸突起部分的表面比大洋底部的表面更不平整。陸地面積 7.5% 被絕對高度在 2000 到 8840 公尺的高山佔去，14.2% 被 1000 到 2000 公尺高的中常高度的山地佔去，43% 被 200 到 1000 公尺高的高度緩和的地區佔去，34.7% 被海面以上 0 到 200 公尺的平原低地佔去，而

0.6% 成爲低於海面的低窪地帶。

陸地上最高的山最大多數情形是處在大陸的邊緣上，緊隣着最大的海窪。美洲最高的山脈——科底列拉山綿亙在美洲大陸的西部邊緣，和極深的東部太平洋海窪相並行。

堪察加山脈，日本的高大的火山和千島海窪並排着。歐洲最高的山脈——阿爾卑斯山，接着還有亞洲的高加索山和喜馬拉亞山是位在過去不久——從地質的觀點來看——還存在的台替斯海的北邊的，今天的地中海就是這個古海的殘餘。

大陸的中央常有高山，比如像亞洲的天山、阿爾泰山、薩彥山、斯坦

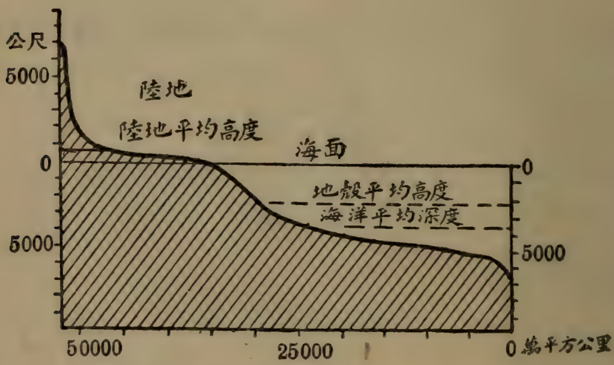


圖 29 地面高低曲線圖。

橫座標表示面積(單位: 萬平方公尺)，縱座標表示高度(單位: 公尺)

那伏山、外興安嶺等等，另一方面有些大陸，好比亞洲北部，也以平原的姿態一直和大海相連，逐漸逐漸地過渡成了海底。

雖然說大洋底部的表面是以平原地爲主，但是有些地方也有高起和陷下的情形——陷下的就成了海淵，比大洋的平均深度還要低過5000—6000 公尺。高起的地方自海底突出，就是大洋的島嶼。夏威夷羣島就是這種島嶼中間最高的，自海底拔起 6000 公尺，而毛納落阿和

奇老窪兩座火山比海面還要高出個 5000 公尺。

有些島嶼不是由於火山噴出來的物質構成的，而是由沙岩、石灰岩、粘土等所構成，就是說同樣是由構成大陸的那許多岩石所構成的。這一類的島嶼是過去大陸的殘餘，大陸的大部分則已經早在海水裏消失了。過去曾經是亞洲大陸的延續的庫頁島可以做爲這類島嶼的例子。此外還有馬達加斯加，是過去連結非洲、印度和澳洲的一片古大陸的殘餘。

大洋裏最深的地方是靠近大陸附近的，而大洋的中央部分深度反而淺得多。所以，大洋的底是向上鼓着的，甚至就是不算地球本身的曲率也好(圖 30)。這種現象幾乎在所有大洋裏都可以看到。沿美洲大陸的西岸綿延着一條深的海窪，最深的地方和阿塔坎瑪相對，因此也就

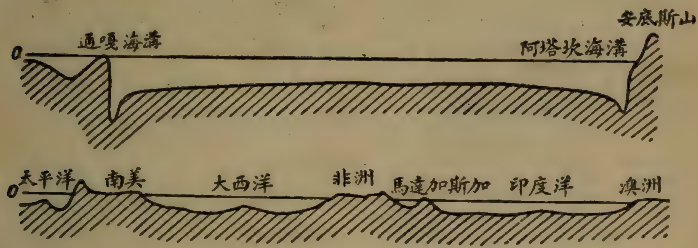


圖 30　上圖表示沿南緯 20° 的太平洋海底地形的概略剖面；下圖表示沿南緯 24° 的大西洋與印度洋海底地形的概略剖面。

叫做阿塔坎瑪海淵，深度達到 7635 公尺。和亞洲海岸及澳洲相平行綿延着一條海窪，由下面許多最深的部分即：千島羣島和日本東南方的阿留申海淵(7383 公尺)，千島海淵(8500 公尺)，加樂林羣島以北和馬利安納羣島以東的琉球海淵(7481 公尺)，菲律賓海淵(10830 公尺)，加樂林海淵(9633 公尺)，新西蘭以北的通嘎海淵(9182 公尺)和科門帶克海淵(9427 公尺)等所構成。

例外的是北冰洋，最深的地方超過 3000 公尺，在北冰洋的中央部

分，離北極不遠。

地殼的厚度　地殼的確實可靠的厚度還不知道，大概的印象可以從地熱增溫率的大小和從實驗中發現的岩石的融點計算得出來。

融點最高的岩石——花崗石在 1600°C 時開始融化。從地熱增溫率來看，假定地下每深 35 公尺地溫增高 1°C，可以推測到 56 公里深的地方都要在熔融狀態了。如果再考慮到畢少夫對熔融的玄武岩球中溫度分佈情形所做的觀察結果，即溫度向玄武岩球中心增加的現象逐漸減緩下來了，那末就是這樣，岩石圈的低部界限也不會低過地面以下 70 公里。

用其他的方法計算出來的地殼的厚度是：阿林紐斯定爲 40 公里，路卡舍維奇定爲 50 公里，蒲法夫定爲 80 公里，刁爾特定爲 100 公里，皮拉爾定爲 120 公里。

岩石圈的厚度和整個地球的大小比起來微不足道的程度可以從下面的情形看出來：用一個半徑爲一公尺的球來代表地球，岩石圈的厚度就只有用大約一公分厚的薄層來表示了。

岩石圈的厚度，顯然並不是到處一致的。大陸以突起的形式高出海底有 4300 公尺，大陸對下面熔融的岩漿所加的壓力比大洋底下同樣面積的岩石圈對下面熔融的岩漿所加的壓力一定要大得多。而一切比較重的物體能夠維持露出在液體表面上，在液體表面以下就一定要有更深厚的基礎。

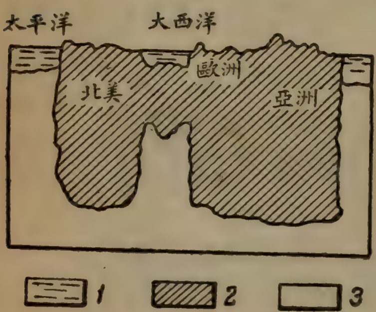


圖 31　大陸和大洋區域中地殼上部的概略剖面：
1—大洋；2—矽鋁層；3—矽鎂層；

地面下的地殼突出部分在大陸上有山脈的地方厚度一定更大，而在平原低地和低窪的地方這一部分一定就薄起來(圖 31)。

在海底下也是同樣的情形：在最突起的淺海部分，岩石圈要厚些，在陷下的地方——在最深的海淵下面，岩石圈要薄些。換句話說岩石圈的底面應當就是岩石圈表面在鏡子裏反映出來的像，不過有那麼一點點的不同：反映像的輪廓在垂直方向上拉長了，而且由於岩石圈下面的岩漿的熔融和溶解作用，輪廓變得更沒有鋒芒、更柔和了。

地殼的化學成分　地殼裏可以得到直接觀察的一部分(深到 16 公里)的岩石已經多次分析過了。地質學者克拉克和華盛頓收集了 6000 個岩石的分析結果，並且根據這些材料算出地殼成分的重量百分比。地殼成分中主要元素所佔的數字如下：

氧	O	—	46.71	釷	Th	—	0.002
矽	Si	—	27.69	鉛	Pb	—	0.002
鋁	Al	—	8.07	鈷	Co	—	0.001
鐵	Fe	—	5.05	硼	B	—	0.001
鈣	Ca	—	3.65	鉬	Mo	—	$n.10^{-6}$
鎂	Mg	—	2.08	砷	As	—	$n.10^{-6}$
鈉	Na	—	2.75	錫	Sn	—	$n.10^{-6}$
鉀	K	—	2.58	溴	Br	—	$n.10^{-6}$
鈦	Ti	—	0.62	鈧	Sc	—	$n.10^{-7}$
氫	H	—	0.14	銫	Cs	—	$n.10^{-7}$
磷	P	—	0.13	銻	Sb	—	$n.10^{-7}$
碳	C	—	0.094	鎘	Cd	—	$n.10^{-7}$
錳	Mn	—	0.090	汞	Hg	—	$n.10^{-7}$
硫	S	—	0.052	碘	I	—	$n.10^{-7}$
鋇	Ba	—	0.050	鉍	Bi	—	$n.10^{-8}$
氯	Cl	—	0.045	銀	Ag	—	$n.10^{-8}$
鉻	Cr	—	0.035	硒	Se	—	$n.10^{-8}$
氟	F	—	0.029	鉑	Pt	—	$n.10^{-9}$
鋯	Zr	—	0.025	碲	Te	—	$n.10^{-9}$
鎳	Ni	—	0.019	金	Au	—	$n.10^{-9}$
鍶	Sr	—	0.018	銥	Ir	—	$n.10^{-10}$
釩	V	—	0.016	鋨	Os	—	$n.10^{-10}$
鈰和釔	Ce+Y	—	0.014	銦	In	—	$n.10^{-11}$
銅	Cu	—	0.010	釕	Ru	—	$n.10^{-11}$
鈹	Be	—	0.010	鍺	Ge	—	$n.20^{-11}$
鈾	U	—	0.007	鎵	Ga	—	$n.10^{-11}$
鎢	W	—	0.005	鉈	Tl	—	$n.10^{-11}$
鋰	Li	—	0.004	銠	Rh	—	$n.10^{-11}$
鋅	Zn	—	0.004	鈀	Pd	—	$n.10^{-11}$
鈳和鉭	Nb+Ta	—	0.003	鐳	Ra	—	$n.10^{-12}$
鉿	Ha	—	0.003				

分佈最廣的是頭九位元素，按重量說，它們組成了地殼的 98.8%，下餘所有元素統共只佔 1.2%。地殼差不多一半是由氧組成的，其次分佈最廣的是矽，佔地殼的四分之一。氧和矽乃是地殼的基本元素，合起來就佔了地殼的四分之三。鋁大約佔 1/12，鐵—大約 7/20，鈣—1/27，鎂—大約 1/48，鈉—1/32，鉀—大約 1/39，鈦—1/160。其餘的元素在地殼中所佔的地位很小，同時那些份量用 n（代表一定的數値）和一個 10 的若干次方的倒數的係數來表示的元素就是一些名副其實的稀有元素了。這些元素雖說只佔地殼成分中極其有限的一部分，可是它們在地殼中的分佈並不平衡，有些地方聚積起來成了富集的鑛床，就被開採出來，被用來滿足種種不同的需要。

礦物的概念，結晶質及非晶質的概念

只有很少的元素可以在地殼裏發現有純的，比如像金、白金、銀、銅、鐵、硫黃、碳等等：這一類元素就叫做**天然元素**。大多數化學元素都是彼此結合成為種種的複雜成分的化合物。

所有元素及由元素彼此結合而成的化合物，以一種具有特有的、一致的化學成分和特有的、一致的物理性質的物體的形式出現在地殼中的，就叫做**礦物**。

有一些礦物就是一定的化學結合體，卽化合物，組成這種鑛物的元素的份量是按原子量成比例的，或者是按原子量的簡單倍數成比例的。這種一定的化學結合體，卽化合物，可以用水—H_2O，石英—SiO_2，黃鐵鑛或自然銅—FeS 來做例子。

另外一些礦物是由成分不定的化合物組成的，組成這種礦物的物質不能用原子量的簡單倍數關係來表示。不定的化學結合體分為固體溶液、異質同像混合體和膠體等幾種。

固體溶液　所謂固體溶液就是一種固體的、完全一致的、由彼此不起化學反應的兩種或好幾種元素或元素的化學結合體（化合物）所形成

的混合物；各個組成部分可以用任何比例互相混合，正好像液體溶液的情形，比如食鹽溶解在水裏的情形一樣。屬於固體溶液的有許多在熔岩凝結中所形成的鑛物體，好比黑曜石或者火山玻璃和冶煉合金：像金銅合金、鐵鎳合金、鐵和白金的合金等等。

異質同像混合體　也是一種固體溶液，不過只是這樣的固體溶液，各個組成部分，單獨的也好，混合的也好，都具有類似的化學構造和類似的外形。因此異質同像混合體的物理性質就介於組成混合體的物質的物理性質之間，而由組成部分的不同份量所決定。異質同像混合體的例子可以舉斜長石類做代表。斜長石類是一組複雜的礦物，由兩種原始鑛物：鈉長石 —$NaAlSi_3O_8$ 和鈣長石 —$CaAl_2Si_2O_8$，按種種不同的比例互相混合所形成。

膠體構成　就是一些分崩離析得極利害的(懸浮的)鑛物質，顆粒的大小和化學分子的大小很接近了。膠體顆粒的大小定規是從 0.2 個米克戎到 0.001 個米克戎 ❶。小於 0.2 米克戎的顆粒在顯微鏡下已經看不出來了，並且能够穿過普通的濾紙，不過不能穿過植物和動物的薄膜。小於 0.001 米克戎的顆粒就能够滲透植物和動物的薄膜，並且是處在一種眞正溶液的化學分子的狀態中。

自 0.2 到 0.001 米克戎大小的顆粒，處在膠體溶液狀態的叫做糊(золь)，而成爲一種棉絨狀或魚凍狀的沉澱的便叫做腖(гель)。

如果膠體的溶媒是水，那末這種膠體便叫做水糊和水腖。

膠腖是膠糊經過起腖作用形成的。膠腖再經過乾縮就會變成膠體礦物。這一類礦物可以舉水礬土 $Al_2O_32H_2O$ 和褐鐵礦 $2Fe_2O_33H_2O$ 來做例子。

礦物的形狀　除了化學成分以外，礦物還有特有的一定外形。礦物可以分做：一、結晶礦物，即具有規則的幾何外形的礦物。二、非晶質礦物，即沒有規則外形的礦物。

❶ 000.1 米克戎＝ 10^{-9} 公尺。

晶體的規則外形是晶體內部構造的外在反應：在晶體中，原子按照所謂空間格架(晶架)有規律地排列着，這是非晶體所沒有的。晶體就是在外形不規則、成爲粒狀的時候仍然還是保持着自己的內部構造。



圖 32 水晶的晶體。

晶體分做六個結晶系統，即：(一)三斜晶系，(二)單斜晶系，(三)斜方晶系，(四)六方晶系，(五)四方晶系，(六)立方晶系或正方晶系。

礦物的物理性質 除了外形，結晶礦物和非晶質礦物不同的地方還表現在物理性質上面。

拿一種物理現象——光的穿過來看吧。光線穿過非晶體的時候，比如說，玻璃，是沒有改變的，只不過稍稍離開了原來的方向。如果我們使光線穿過一種透明礦物——冰洲石，那末從某幾個方向出來的時候是沒有改變的，而從其他的方向從晶體裏出來的時候就分成了兩股，就是說：所有的東西通過冰洲石在這些方向上看去都會好像成了對兒

(圖 33)。

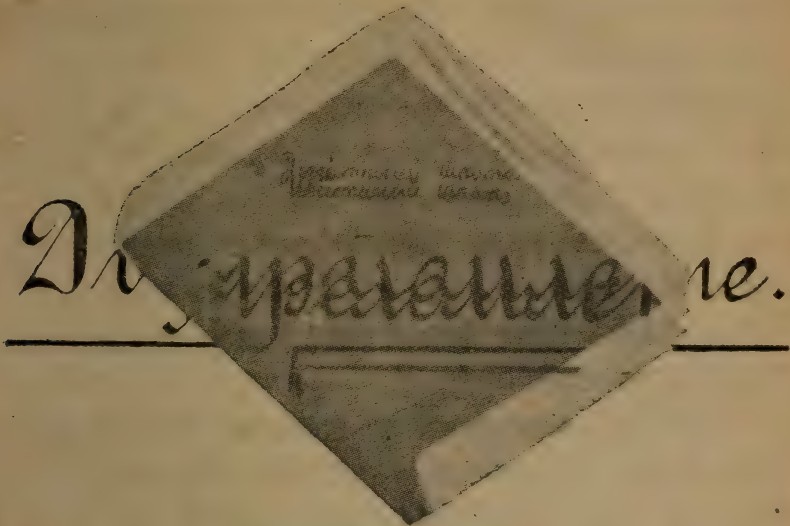


圖 33　冰洲石的複屈折現象。

從這一個例子可以看到，非晶體的物理性質在任何方向上都是一致的，而結晶體的物理性質却隨着方向的不同而不同。因此非晶體就叫做均質體，就是說，性質是均等的物體，而結晶體便叫做非均質體，也就是性質不均等的物體。

結晶體的這種特性就使我們有可能根據物理性質把它們從非晶體區別出來，哪怕只是一丁點兒的礦物碎片。

最主要礦物的分類和描述

現在知道的在地殼裏可以找到的礦物有 1500 種以上。所有的礦物按照化學成分一共分做七大類:

(一)天然元素;

(二)硫化物、硒化物、碲化物、砷化物、銻化物、鉍化物等，即各種金

屬與半金屬 S, Se, Te, As, Sb, Bi 等的化合物；

(三)氧化物與氫氧化物，也就是金屬與 O 和 OH 的化合物；

(四)鹵化物，卽 HF, HCl, HBr 等酸類的鹽；

(五)含氧酸鹽，卽 HNO_3, H_2CO_3, H_2SO_3, H_2SO_4, H_2CrO_4, $H_2Cr_2O_7$, H_2MoO_4, $H_2Al_2O_4$, $H_2Mn_2O_4$, $H_2Fe_2O_4$, H_3BO_3, H_3AsO_3, H_3AsO_4, H_3PO_4, H_2SbO_4 及其他各種類似的酸類的鹽；

(六)矽酸鹽，也就是各種矽酸的鹽類和含有矽的複酸的鹽；

(七)有機生成礦物。

我們在這裏只把這幾大類礦物中那些在地殼裏分佈最廣並且在岩石的組成中佔重要地位的，研究一下：

(一)天然元素 屬於天然元素這一類的礦物是由某一種元素組成的，例如：白金、金、銀、金剛石、石墨、硫黃等等。天然元素在人民生活上是非常尊貴的，或者用來做裝飾品，或者用來做貨幣，或者用做技術的需要等等，這一類礦物是很少見的，在地殼的構成裏也不佔重要的地位。天然元素中間最常見的是石墨和硫黃。

石墨 由純粹的碳素組成，是一種軟的礦物，硬度 1—2，比重 2.1—2.3。石墨的顏色是暗灰的，差不多是黑的。雖然很薄的片也不透明。條痕黑而發亮，摸着有油滑的感覺，可以書寫、塗抹。常見的是非晶體作緊密的粒狀集結，成夾層或鳥窠狀夾生在其他岩石中間。但是也有作薄片狀和魚鱗集結的，在少數情形下還有作不明顯的六方晶系的結晶體的。

蘇聯非常高級的石墨礦在西伯利亞的葉尼塞河流域(庫雷卡礦)和通欽山脈裏。在烏拉爾，在俄羅斯平原南部，在卡列里亞·芬蘭共和國也都找得到石墨。錫蘭出產的一種最高級的石墨是很有名的。

石墨用來製造鉛筆和耐火器皿。

硫黃 結晶屬於斜方晶系，常常結成漂亮的黃黃色透明晶體。通常見到的是粒狀塊，作成硫黃層。硬度 1.5—2.5；比重 2—2.1。在空

氣中很容易燒起來，燒的時候發出淡藍色的火苗，同時帶有在燃燒中形成的硫黃氣的强烈難聞的氣味。

蘇聯硫黃出產在卡拉·庫姆，在達吉斯坦自治共和國，在費爾干納，在古比雪夫州和科爾奇城附近。最好的硫黃層出在西西里島靠近埃特納火山的地方，這座火山每次爆發都有硫黃噴出來。

硫黃用來製造硫酸，製造火藥，製造顏料，用在橡膠和藥品的生產中等等。

（二）**硫化物** 這一類的化合物照化學構造看和下一類的化合物即氧化物是非常接近的。正像一般金屬可以有好幾種氧化的程度，金屬和硫黃化合也有好幾種程度。

比如下面幾種硫化物都是我們知道的：

1）R_2S — 輝銀鑛 Ag_2S, 輝銅鑛 Cu_2S;

2）RS — 方鉛鑛 PbS, 閃鋅鑛 ZnS;

3）R_2S_3 — 輝銻鑛 Sb_2S_3;

4）RS_2 — 黃鐵鑛 FeS_2, 黃銅鑛 $CuFeS_2$。

輝銀礦 Ag_2S 是主要的銀礦之一，結晶成八面體和立方體的結合形。硬度 2—2.5；比重 7—7.4。顏色黑灰；不透明，能打成薄片，很容易切開和拉長，在强硝酸裏溶解而析出硫黃。蘇聯的硫黃出在阿爾泰、烏拉爾和西伯利亞東部的涅爾欽斯克區。

方鉛礦 PbS 結晶成立方體或者立方體和八面體的結合形。顏色作鉛灰色，不透明，條痕作暗灰色，金屬光澤，具有極完全的劈開性。硬度 2.5，比重 7.3—7.6。能在硝酸中溶解。是分佈最廣的鉛礦。蘇聯的方鉛礦出在烏拉爾、高加索、阿爾泰、哈薩克斯坦和西伯利亞東部的涅爾欽斯克區。

閃鋅礦 ZnS 通常是粒狀、纖維狀或緻密的塊，偶爾也結成立方晶系的晶體。成晶體的時候具有極完全的劈開性。顏色不一定，褐色，黃色，偶爾也有紅色。油脂光澤或金剛光澤。透明程度不一定，條痕作黃色或棕色。硬度 3.5—4，比重 3.9—4.2。可溶解在硝酸中和鹽酸中。是一種礦，可以從裏面提煉鋅。蘇聯閃鋅礦產地在高加索、阿爾泰、烏克蘭和科拉半島。

輝銅礦 Cu_2S 最常見的是一種緻密狀的塊，或者包裹在其他礦物的中間，偶爾也成斜方晶系的晶體。顏色——微黑鋼灰色；條痕作鋼灰色，不透明。硬度 2.5—3；比重 5.5—8.8。能溶解在硝酸中，析出硫黃。是一種重要的銅礦。蘇聯的方鉛礦產地在哈薩克斯坦和烏拉

爾。

黃銅礦 CuFeS 通常是緻密的塊，可是結成很好的四方晶系的晶體的也不少見。顏色作黃銅色，有時帶有五顏六色的虹彩；金屬光澤；條紋作綠灰色。硬度 3.5，比重 4.1—4.3。能溶解在硝酸中，析出硫黃。是分佈非常普遍的一種銅礦。大部分輸送到工業上的銅都是從黃銅礦中提出來的。蘇聯出黃銅礦的地方很多，主要的產地在烏拉爾、高加索和哈薩克斯坦。

黃鐵礦也叫做自然銅 FeS_2。顏色是黃的，有金屬光澤和劈木狀斷口。硬度 6—6.5；比重 4.9—5.2。最薄的片也不透明。遇到硝酸就分解，鹽酸却幾乎不起作用。加熱的時候放出硫黃氣。結晶作立方體或五角十二面體，但比規則的晶體更常見的是腎狀和粒狀塊，這樣的黃鐵礦在有些地方形成大規模的集結。最重要的黃鐵礦礦床是開採來提煉硫黃，準備製造鹽酸的。蘇聯黃鐵礦的重要產地在烏拉爾、高加索。出產黃鐵礦最多的國家是西班牙。

(三)**氧化物**　這一類礦物當中在地殼裏分佈最廣的是石英。古代人認爲石英是一種石化的冰，由於高山上的水受長期不斷的寒冷所影響，結成了堅硬的石頭冰——水晶。由此一切具有規則外形的礦物也都叫做結晶了。所謂結晶，俄文 Кристалл，照希臘文原文：*Κρυσταλλος*，意思就是冰。

從外形看來，石英具有一個長長的六面柱的形狀，上下都蓋着個塔頂——六方錐。要區別柱面和錐面就是在晶體不完整的情形下，也是很容易的：柱面上有水平的橫紋，而錐面却是完全光滑的，好像打磨過的樣子。

照化學成分看，石英就是二氧化矽 SiO_2，在一切酸類中——除了氟氫酸，是不溶解的。石英具有很大的硬度——7，和不很大的比重—2.6。

石英的本義是指一種乳白色或者無色發渾的 SiO_2 的結晶，完全透

明的 SiO_2 的結晶就叫做水晶了。受了有機質的染色作用帶上烟子顏色的這種水晶叫做烟水晶，帶紫色的就叫做紫水晶。

石英佔所有岩石重量的 12%。

石髓成分和石英一樣，不過晶體屬於三斜晶系；最常見的是緻密的塊，塡滿岩石裏的裂隙和空洞。具有帶狀構造的石髓便叫做瑪瑙。

結晶不清楚的和半結晶的這種 SiO_2，帶有少量的粘土雜質，叫做燧石。燧石顏色發灰、發黃或發黑，有貝殼狀的斷口，硬度和石英一樣，比重 2.4—2.5。古時候燧石是拿來用火鏈打火用的。

質地緊密的一種氧化矽，由於有鐵的存在染成了紅色、黃色和種種的色調的叫做碧玉。碧玉用做手工藝的石料來製做花瓶、立柱，製做書桌上、火爐上的修飾部分，或者用來做爲裝飾品。

蛋白石 也是由 SiO_2 組織的，夾雜着少量水分(1—20%)，是一種硬化的膠腺，常常成爲非晶質的腎狀結核。蛋白石本身是沒有顏色的，但是由於含了雜質，就染成了種種的色調。乳白色的蛋白石，帶有美麗的虹彩的就成了一種寶石——貴蛋白石。

鏡鐵礦 化學成分是氧化鐵 Fe_2O_3。常常成爲結實的整塊，也成爲斜方體結晶或薄板狀，有時甚至成爲薄片狀，叫做鐵雲母。

結晶的顏色——鐵灰色或鋼灰色；金屬光澤，近乎金剛光澤，斷口作貝殼狀。硬度 6—7；比重 5.2。劃在磁板上的條痕作櫻桃紅色。

出現在岩石裏，散雜在其他各種礦物之間。有的時候，集結成爲連續的礦脈，透鏡狀或鳥窠狀礦體，形成爲鐵礦，這些鐵礦經過化煉就可以得到鐵。

赤鐵礦 緊密的隱晶質的塊狀氧化鐵，由於它本身的紅色，因而叫做赤鐵礦。赤鐵礦常常形成龐大的礦層，是分佈最普遍的鐵礦之一。

蘇聯出產鏡鐵礦和赤鐵礦的地點在烏拉爾，但這類礦中最富的還是在大彎角附近的赫爾松州和第涅泊彼得羅夫斯克州和庫爾斯克州。

磁鐵礦 是一種黑色礦物，即使很薄的片也不透明，有微弱的金

屬光澤。很重:比重4.9—5.2;硬度也有相當高,磁鐵礦的硬度在5.5—6;打碎時有貝殼狀斷口。外形規矩的磁鐵礦作八面體,但這樣的情形很少見,常見的是成粒狀的,成粒狀塊的,和成集結的不規則體的。

在物理性質方面因有強大的磁性而引人注意。就是說,磁鐵礦能受磁鐵的吸引,和使磁針轉動。有的時候,磁鐵礦所具的磁性非常强,磁鐵礦本身就成了一塊磁鐵,可以吸引鐵末、鐵針、鐵釘等等。

從化學方面來看,磁鐵礦是一種高價鐵和低價鐵的氧化物: $FeO \cdot Fe_2O_3$。磁鐵礦粉末在鹽酸中加熱可以溶解。磁鐵礦在吹焰中很難熔化,劃在磁板上的條痕作黑色,成散粒狀出現在火成岩中,或者集結成透鏡體,成層狀和很厚的礦脈。厚層的磁鐵礦對於開採提煉是很有利的。

蘇聯的龐大磁鐵礦埋藏是在烏拉爾山裏,卽:高山、萬寶山、磁石山和卡赤卡納山。

褐鐵礦 $2Fe_2O_33H_2O$ 氧化鐵經過風化以後,和水分結合起來,由於氧化鐵和水分的比例不同就產生了好幾種礦物,其中分佈最廣的要算褐鐵礦。褐鐵礦常常成爲緻密的土狀塊,常常是泡的(多小氣孔的)或者是堆疊的塊而具有針狀放射構造。鬆散的一種褐鐵礦叫做赭土。常常也有成圓球狀或燒餅狀結核的,叫做豆子礦、湖沼礦、草地礦和草皮礦等等。顏色發黃褐色,紅褐色,或者發棕色;條痕作黃褐色;比重3.4—3.5;硬度 5—5.5;極容易溶解在鹽酸裏。差不多總含有 Al_2O_3, SiO_2, MnO_2, S, P 等雜質。是分佈最普遍的鐵礦。北方的沼澤、溪流、湖泊中的水有鐵銹一般的紅顏色就是由於褐鐵礦存在的關係。

常常也在沉積岩中間,主要是粘土中間成爲大片的層狀礦體。

蘇聯最大的褐鐵礦產地在俄羅斯聯邦共和國的中部(高爾基州、卡路加州、伏拉吉密爾州、土拉州),在第湼泊彼得羅夫斯克州和科爾欽斯克區。

褐鐵礦可以用來煉鐵。

鋼玉 Al_2O_3 結晶屬於六方晶系，成柱狀和錐狀晶體，具有極完全的劈開性。顏色種種不一：藍的、紅的、綠的、褐色的等等，常常在同一個晶體裏可以看到好幾種顏色。光澤玻璃狀，透明程度不一。硬度 9；比重 3.9—4。不熔化，在各種酸中也不溶解。在技術上用做打磨材料和切削材料。

透明的鋼玉，帶紅色的，叫做紅玉或紅寶石。

透明而帶藍色的鋼玉便叫做藍寶石。紅玉和藍寶石都是珍貴的寶石。

鋁礬土(боксит)$Al_2O_3(1—3)H_2O$ 膠體物質帶有不定量（1—3分子）的水分。總夾有 Fe_2O_3, TiO_2, SiO_2 等雜質。常常成爲土狀軟塊，很像黏土。顏色：黃黃色，灰灰色，紅紅色，紅褐色，白色。斷口作土狀，光澤暗淡，條痕色和原色相同，只是稍許淺些；比重 2.5—3.5；硬度 1—3。蘇聯產地：吉赫文斯克區、列寧格勒、烏拉爾的求索娃河、阿拉巴耶夫斯克、斯維爾德洛夫斯克的東北一帶等等。

鋁礬土是鋁的主要礦石。

(四)鹵化物

食鹽—NaCl 結晶屬於立方晶系，常常也成粒狀和緻密塊。在地殼中形成岩層或成爲透鏡體夾在其他岩石之間，就是所謂岩鹽。純淨的岩鹽是透明的，但是因爲雜質的關係，常常染成紅的、淡青的和灰的種種色調。有玻璃光澤，條痕發白色，具有極完全的劈開性，硬度 2，比重 2.1。很容易溶解在水裏，而帶有特有的鹹味。是分佈最普遍的礦物之一。成溶液存在在海裏，海水含有氯化鈉大約在 3%。許多湖裏都有鹽不斷沉到湖底，這就是所謂自出鹽（самосадочная соль）。有些從地下流出來的泉水含有那麼多的氯化鈉，因而從這種泉水裏就可以用蒸乾的方法來提鹽。這種鹽便叫做煮鹽(выварочная соль)。

蘇聯最富的岩鹽礦產地在烏拉爾所里堪斯克附近、在巴赫木特斯克區、在奧爾斯克州的依列茨克防護區、在鄂爾斯克州、在烏拉爾・恩

巴區、在哈唐嘎河口、在泰美兒半島上等等。在阿漢蓋爾斯克州的埃爾頓湖和巴斯昆恰克湖都有自出鹽開採。蘇聯的鹽泉在烏克蘭的斯拉夫沿斯克-巴赫木特斯克區，在巴拉赫納城附近，在伊爾庫茨克州的吳索里葉城和其他各處。

熔煉石或螢石 CaF_2　結晶屬立方晶系，常常結成很好的立方體和八面體，或立方體和八面體的結合體，具有完全的劈開性。常常也成爲細粒狀散雜在岩石裏的其他各種礦物之間，偶爾也集結成大而實在的或粒狀的塊。

螢石的顏色花樣很多：最常見的是各種淺色；黃的、淡青的、粉紅的、綠的、紫的或是像清水一般沒有雜色。一燒熱的時候在最大多數的情形下螢石的顏色就要變化，除此以外並且開始放光，特別是，如果擱在暗室裏的時候。這樣一種放光的能力便叫做螢光現象。

螢石比重 3.1—3.2。硬度 4。受鹽酸的作用能溶解而析出氟化氫 HF，氟化氫能腐蝕玻璃。

(五)含氧酸鹽：碳酸鹽、硫酸鹽、磷酸鹽、鈦酸鹽、鉻酸鹽等。

方解石 $CaCO_3$　結晶屬於六方晶系，成菱面體和三方偏三角面體。晶體常常非常完整，具有極完全的劈開性，硬度 3，比重 2.6—2.8。透明而清楚的方解石晶體叫做冰洲石，具有表現顯明的使光線變屈折的能力。受酸的作用時起泡兒，放出碳酸氣 CO_2。將方解石燒到白熱的程度，也有碳酸氣放出，同時 CaO 殘留下來，這就是生石灰。生石灰和水起急烈的結合作用而析出熱：$CaO+H_2O\approx Ca(OH)_2$；所得的這種化合物就叫做熟石灰。熟石灰從空氣中吸取碳酸氣又重行變成碳酸鈣而硬結起來，這就是石灰漿所以有粘結作用的基礎。方解石是分佈非常廣的礦物。蘇聯方解石最好的結晶出產在雅庫茨克自治共和國、克里米亞、高加索和烏拉爾（圖林斯克礦）。冰島的方解石結晶也是最好的。

菱鎂礦 $MgCO_3$　結晶屬六方晶系，成菱面體。常常作土狀的緻密

塊，形成鳥窠狀或者結核狀雜在岩石中間。硬度 4—4.5，比重 2.9—3.1。加熱時可以溶解在鹽酸裏同時冒泡兒。蘇聯最大的菱鎂礦產地在烏拉爾的薩特金斯克廠。

白雲石 $MgCO_3+CaCO_3$ 由方解石菱鎂礦結合而成。結晶在六方晶系，屬於菱面體類。沒有顏色或者白色，因雜質關係而成藍藍色、灰灰色、粉紅色或黑色等色調。常常成爲堅實的緻密塊。硬度3.5—4；比重 2.8—2.9。加熱時在鹽酸裏溶解起泡兒。白雲石也是分佈很廣的礦物。有名的好的白雲石結晶出在烏拉爾(別列佐夫斯克礦)和東西伯利亞的涅爾欽斯克區。

菱鐵礦 $FeCO_3$ 結晶屬於六方晶系，成爲菱面體和三方偏三角面體，常常也形成粒狀，緻密塊，有時也形成球狀而具有圓殼節理。顏色作褐黃色或棕褐色。條痕發白，光澤作玻璃狀或者暗淡無光澤。結晶具有完全劈開性，硬度 3.5—4.5，比重 3.7—3.9。

加熱時極容易在酸裏起泡兒，溶解。經過火燒以後具有磁性。

菱鐵礦是好的鐵礦石之一，但是因爲含有相當大量的雜質，常常總不能成爲好礦石。

蘇聯主要菱鐵礦產地是：俄羅斯聯邦共和國中部、克里米亞、巴卡爾和烏拉爾的阿拉巴耶夫斯克菱鐵礦床。

硬石膏 $CaSO_4$ 結晶屬於斜方晶系，但是成爲晶體的很少見，更常見的是堅實的粒狀和緻密塊。白色，受雜質染成灰色、黃色、淡青色等色調，薄片能透光，硬度 3，比重 2.8—3。

石膏 $CaSO_4+2H_2O$ 結晶屬於單斜晶系；常常結成很好的大晶體，也形成片狀、針狀和魚鱗狀集合體。具有完全的劈開性，並且常常形成雙晶。時常也形成緻密的堅實塊。成爲地下的整個岩層。加熱的時候石膏是相當容易溶解在水裏的。硬度 2，比重 2.2。透明無色，或者因爲雜質的關係染成了灰灰色、淡青色、粉紅色等色調，成薄片狀結晶的尤其能透光。白色細粒狀的石膏叫做雪花石膏；透明的石膏結晶叫做

透石膏。

石膏是一種分佈很廣的礦物，可以用在建築工程上和化學工業上。燒透的石膏和水以後起初發稀，接着很快就硬結起來，石膏因這種性質就被利用來鑄造各種石膏模子、石膏模型和石膏像等等。

磷灰石 $FCa_5P_3O_{12}$ 是一種磷酸鹽；除了氟以外，偶而在磷灰石的成分裏還可以找到氯。結晶屬於六方晶系，晶體的外貌一般都是長柱狀。顏色不一：黃的、綠的、天青的、紫的、紅的、棕的等等。能透光，成薄片時完全透明；光澤——玻璃狀到油脂狀；硬度 5，比重 3.1—3.2。加熱時極容易溶解在硝酸和鹽酸裏。

磷灰石無論對於植物界還是動物界都是一種很珍貴的礦物質，因爲磷灰石供給了植物和動物生活上所不可缺少的磷的來源。蘇聯最大的磷灰石產地在科拉半島上的喜濱苔原上。照磷灰石的儲藏量來說，喜濱礦區是具有世界性的意義的。

隱晶質的磷灰石形成球狀集結或不規則的結核的叫做磷灰土，可以用來做肥料。蘇聯出產磷灰土的地方很多，出產量也很大。

鈦鐵礦 $FeTiO_3$ 是一種鈦酸鹽。結晶屬於六方晶系。鐵黑色，條痕作黑色或棕色。硬度 5—6，比重 4.3—4.9。是一種好的鐵礦石，除了可以提煉鐵，還可以提煉氧化鈦。

在蘇聯，鈦鐵礦最常見的是在烏拉爾的易爾門山脈中。鈦鐵礦的原名 ильменит，就是從這裏得來的。

鉻鐵礦——鐵的鉻酸鹽。化學成分在最簡單的情形下可以用分子式 $FeCr_2O_4$ 來表示。結晶成八面體，常常形成堅實粒狀的緻密塊。顏色鐵黑，條痕發褐色。光澤是半金屬狀到油脂狀，硬度 5.5，比重 4.4—4.5。用來提煉鉻。蘇聯鉻鐵礦最大的產地在北烏拉爾和南烏拉爾，在北高加索和南高加索也有。

（六）**矽酸鹽** 氧化矽和一分子水化合的時候就生出偏矽酸：

$$SiO_2+H_2O=H_2SiO_3,$$

和兩分子水化合的時候生出正矽酸：

$$SiO_2+2H_2O=H_4SiO_4.$$

偏矽酸和正矽酸都有一種複合能力，也就是說，它們都有一種自

相結合而析出水分的能力:

$$2H_2SiO_4-H_2O=H_6Si_2O_7.$$

這樣得出來一種複雜的矽酸就叫做複矽酸。矽酸和鹽基結合後就形成了矽酸鹽。在有些礦物裏一部分 Si 被 Al 替換了去，這一種化合物就叫做鋁矽酸鹽，例如正長石—$KAlSi_3O_8$。

矽酸鹽中分佈最廣的要算長石、雲母、綠泥石、滑石、輝石、角閃石、石榴子石和橄欖石。長石類中包括正長石和斜長石。

正長石 有白的、灰的、紅紅的、黃黃的、綠綠的種種顏色。成大塊兒的時候通常是不透明的，磨成了薄片和玻璃差不多一樣透光了。常常因爲風化分解而發渾。敲的時候，因爲有劈開性，就裂開成許多長立方體狀的塊兒。

正長石的硬度是 6；比重是 2.5—2.6。

照化學成分看，正長石就是鋁矽酸鉀—$KAlSi_3O_8$。

綠色的一種正長石叫做天河石(亞馬遜石)，像玻璃一樣完全透明的正長石叫做透長石。

斜長石 屬於這一類的長石，按化學成份和正長石是相似的，同是鋁矽酸鹽，但有一點不同的，就是這些鹽裏的鹽基的位置不是給鉀佔據着，而是鈉或者鈣。鈉做鹽基的斜長石就叫做鈉長石(альбит)(白長石)。

結晶完好的鈉長石，按外形看起來，有些像正長石的結晶，也正和正長石一樣。鈉長石也有兩個方向的劈開性(兩組劈開)，不過兩組劈開面所成的角度有些偏，不是正好成一個直角。

鈉長石結晶的顏色大部分都是白的，鈉長石的拉丁名 albit (白石)就是因爲這個原故得來的；可是也不少見粉紅色的、紅紅色的、黃色的'白長石'。光澤——玻璃狀，硬度 6—6.5，比重 2.62—2.65。受鹽酸的作用很微弱。

斜長石的鹽基位置由鈣佔據的叫做鈣長石(歪長石—анортит)。硬

度 6；比重 2.75。顏色——黃黃色、紅紅色、灰灰色或者白色；成薄片的時候，透光，光澤——玻璃狀。在鹽酸裏可以慢慢溶解。

除了鈉長石和鈣長石，還有一些斜長石，其中鹽基的位置由 Na 和 Ca 同時佔據着，這一種斜長石便叫做鈣鈉長石；可以舉拉州長石(лабрадор)(鈣鈉長石)來做例子。這種拉州長石通常是暗灰色的，並且常常帶一種美麗的藍不藍、紫不紫的虹彩。按化學成分說，拉州長石是介乎鈉長石和鈣長石之間的。

霞石 化學成分可以用方程式 $2(NaAlSiO_4)$ 來表示，但是霞石差不多總含有 K, Na, Cl 和 H_2O 等雜質。結晶屬六方晶系，白色，稍帶粉紅或者成肉紅色。成薄片時透明。沒有劈開性。在鹽酸裏溶解以後形成一種魚膘狀的物質。霞石的比重是 2.58—2.64, 硬度 5.5—6。

雲母 雲母具有一種特性，能够按劈開方向撒成非常非常薄的片兒，帶有發亮的，好像打磨過一般的表面。雲母的這種劈開性表現到了最完美的程度。按化學成分和物理特徵，雲母可以分做好幾種。所有各種雲母的硬度都在 2—3, 比重 2.7—3.1。

白雲母 或者叫鉀雲母，成分是 $H_2KAl_3Si_3O_{12}$。白色。透明得很。玻璃沒有發明以前一直用來鑲窗戶。在酸裏不溶解。

黑雲母 或者叫鎂雲母，照化學成分看就是白雲母的成分和一種矽酸鹽 $3(Mg, Fe)_2SiO_4$ 的混合體。因爲含有鐵，黑雲母就染成了各種暗色：暗綠色或者暗褐色。受到濃硫酸的作用能分解。

綠泥石和滑石 這兩種礦物都像雲母那樣具有撒成非常非常薄的並具有發亮的表面的片兒的這種能力。和雲母不同的是沒有彈性：弄彎了以後就再直不起來了。綠泥石按化學成分是一種複雜的鎂質和鋁質的矽酸鹽並含有水份。綠泥石是綠色，硬度 2—3，比重 2.6—2.9。

滑石按化學成分是一種酸性的四重偏矽酸鹽，即 $4(H_2SiO_3)$ 的鹽，其中 6 個氫原子被 3 個鎂原子所替換而成 $H_2Mg_3Si_4O_{12}$。滑石的顏色是白綠色或者銀白色，常常成小鱗片狀而帶有油脂光澤。很難熔化；硬

度 1，比重 2.7。

輝石　輝石的種類很多，按化學成分也各各不同，但所有輝石都是各種偏矽酸(H_2SiO_3)鹽，即 H_2SiO_3 中的氫被 Fe, Mg, Ca 替換後所成的鹽；除此以外，有些輝石含有 Al，還有些更含有鹹金屬類。根據化學成分輝石也就分做無鋁輝石、鋁輝石和鹹金屬輝石三種。

輝石的結晶有薄板狀、短柱狀等形式，顏色深綠、深褐及黑色，光澤玻璃狀，硬度 5.5—6，比重 2.9—3.5。

最常見的輝石是普通輝石 (Mg, Fe, Ca) $(SiO_3)_2+CaAl_2SiO_6$，異剝石 [＝普通輝石$+n(H_2O)$]，透輝石 $MgCa(SiO_3)_2$，紫蘇輝石 $n(FeSiO_3)+m(MgSiO_3)$ 和鈉輝石 $NaFe(SiO_3)_2$。

角閃石　角閃石在許多方面都很像輝石。按化學成分角閃石也可分做無鋁質的、鋁質的和鹹金屬質的三種，和輝石不同的地方在角閃石的分子構造上，像在輝石類中的異剝石的成分裏，兩種偏矽酸鹽：$CaSiO_3$ 和 $MgSiO_3$ 所佔的份量是一樣一半的。而角閃石類中的透角閃石這個礦物也是由兩種偏矽酸鹽組成的，可是二者的比例就不同了：每一份 $CaSiO_3$ 就要配三份 $MgSiO_3$。

角閃石也形成微微帶綠色和黑色的短柱狀結晶，或者形成針狀和纖維狀的集合體。角閃石當中最常見的一種就叫做普通角閃石。

橄欖石　這種礦物是因爲它所特有橄欖色而得名的，最清澈透明的一種橄欖石老早就是一種有名的寶石，叫做貴橄欖石。橄欖石的光澤作玻璃狀。完好的結晶作厚板狀或短柱狀，屬於斜方晶系。

化學分子式：$(Mg,Fe)_2SiO_4$。硬度6—7；比重 3.2—3.6。加熱時在酸中分解而析出矽酸。橄欖石很容易風化。

蛇紋石　成葉片狀，長柱狀或纖維狀晶體，有時成爲緻密塊，在顯微鏡底下看起來就可以發現細纖維狀構造。硬度 3—4，比重 2.7—2.8。顏色淺綠或深綠，有時爲黃色或褐色。化學成分—$H_4Mg_3Si_2O_9$；研碎以後和 HCl 及 H_2SO_4 一同作用可以分解。纖維狀的一種蛇紋石便叫做

石棉。

石榴子石 在石榴子石中正矽酸的分子是以三倍的量出現的，即$3(H_4SiO_4)$。石榴子石的一般分子式是 $R''_3R'''Si_3O_{12}$，其中 R'' 可以是 Ca, Mg, Fe, Mn，而 R''' 可以是 Fe, Al, Cr。由於各種鹽基的影響，石榴子石就有種種不同的顏色，種種不同的比重和其他各種物理特徵。按成分和物理性質的不同，石榴子石可以分爲許多種類。例如：血紅色的石榴子石，其中鹽基的位置是爲鐵和鋁所佔據的，叫做鐵鋁石榴子石，或者貴石榴子石(用作裝飾品)，沒有顏色的，黃不黃綠不綠的，或者褐色的石榴子石，鹽基是 Ca 和 Al，叫做鈣鋁石榴子石等等。

石榴子石常常總是成爲立方晶系的結晶體，沒有劈開性，斷口成貝殼狀，硬度 6.5—7.5，比重 3.15—4.3。能被鹽酸溶解而析出魚膘狀的矽酸。

高嶺土 $H_4Al_2Si_2O_9$ 高嶺土形成土質的堆積，成爲鳥窠狀或層狀夾在其他岩石之間。純潔的高嶺土是沒有顏色的，不透光，摸起來有油滑的感覺，硬度 1，比重 2.4—2.6，能溶解在濃硫酸裏。高嶺土可以用來製造磁器。蘇聯最好的高嶺土產地在第聶泊彼得羅夫州、切爾尼果夫州和基輔州。是岩石——黏土的組成部分。

絹雲母 $H_2KAl_3Si_3O_{12}$ 是一種細鱗片狀的白雲母而且有特有的絲絹光澤。常常是長石經過風化後的產物。

海綠石 $KH_2Fe_3(Al,Fe)Si_3O_{12}$ 是鐵和鋁的含水矽酸鹽並且帶有2—15%的K_2O。非晶質或者隱晶質。顏色發黃黃的綠色，綠色和深綠色直到黑色，條痕沒有顏色，光澤黯淡。可以溶解在濃鹽酸裏。常常出現在沙岩石灰岩或黏土中；偶爾也集結成鬆散的土狀塊。

海綠石因爲含有大量的鉀，可以用來做肥料，也可以利用來做永久性的綠色顏料。

各種礦物在地殼中分佈的情形 各種最主要的礦物在岩石圈的分佈情形如下：長石 57.9%，石英 12.6%，雲母 3.6%，鐵鎂矽酸鹽 16.8%，

黏土質礦物 1.1%，方解石 1.5%，白雲石 0.1%，所有其餘各種礦物大約共佔 6%。

岩　石

礦物在地殼裏並不是一個一個的存在着，而是聚成爲集合體的，這就叫做岩石。

岩石可以按照成因分做三類：(一)火成岩，(二)沉積岩(水成岩)，(三)變質岩。

(一)**火成岩**　所有火成岩或岩漿岩的來源都是埋藏在地球硬殼下面 40 到 120 公里深處的融熔的岩漿。根據多數學者的看法(指著者修訂本書第九版時——譯者)，岩漿就是地球恆星狀態的殘餘。那時候地球非常熱，火熱的液體岩漿直接淹沒了地球的表面。由於逐漸向太空散失熱量，地球慢慢就冷了下來，而處在地球表面的岩漿隨着凝固起來變成了一層堅硬的甲殼，就由這一層硬殼，一面由於各種地質作用的影響，上部岩石逐漸破壞，一面由於下面岩漿逐漸凝固，硬殼下部逐漸加厚，就造成了岩石圈。最重的物質，像鐵，便向中心跌落下去，形成了一個重而緊的核，而最輕的物質，即矽酸鹽類礦物便集中到地球表面，形成了平均密度在 2.8 的岩石。岩石的導熱能力很低，因此處在岩石圈下面的岩漿的凝固作用也就進行得很慢，所以直到今天在地殼下部一定的深處岩漿仍然還是處在融熔的狀態中。

根據火山噴出熔岩的證明，岩漿旣是處在溫度超過 1100° 的條件下，必然是在液體狀態；不過也可能因爲 40—100 公里的深處大約有 2 0000 個大氣壓這樣龐大的壓力，使得岩漿處在一種柔體狀態，或者有些地方處在一種潛柔體的狀態。這樣看來，岩漿是經常處在一種過熱的狀態，而且具有無比龐大的張力。如果由於某種原因岩石對岩漿的壓力減輕了，那末過熱的岩漿立即就會轉爲液體，體積也隨着膨脹起來，並以雷霆萬鈞之力插入了地殼的上層。

岩漿完全穿透岩石圈到達地面以後成爲熔岩，凝固起來就成了堅硬的岩石，叫做溢出岩、火山岩或噴出岩。

如果岩漿因爲沒有穿透地殼而在某種一定的深處凝固起來，形成了地下湧出現象或者說侵入現象，那末由侵入體中的岩漿所成的岩石就叫做深成湧出岩或侵入岩。

火成岩無論是噴出的還是深成的，按成分說是極其五花八門的。岩漿既然和一切熔漿一樣，應該是成分一致的，那麼各種各類的岩石又是怎樣產生出來的呢？

岩漿及岩漿分化作用的概念

岩石成分五花八門的基本原因在於複雜岩漿有分化成爲一些簡單岩漿的能力。

岩漿是一種複雜的矽酸鹽溶液，含有大量構成這種溶液的各種化學物質。此外，岩漿裏還大量地充滿着蒸氣和各種氣體，由於上部的地層加給了大量的岩漿很大的壓力使它們不得不存留在岩漿裏。

複雜的岩漿溶液只有當岩漿的物理化學狀况維持不變的時候才能保持平衡狀態。一旦物理化學狀况受了破壞，或者由於地殼繼續不斷的冷却，或者由於壓力的改變，立刻複雜的岩漿溶液就要開始分化成爲一些簡單的岩漿。

存在岩漿裏的氣體使得溶液易於流動，同時使各種溶化了的成分能存留在溶液裏。壓力減低促使氣體從岩漿中析出，促使岩漿的流動性削弱，並促成複雜的溶液析化成爲一些比較簡單的溶液。岩漿的分化作用同樣也受岩漿的析液（ликвация）能力的影響，正和下面的現象完全一樣的即乙醚與水的混合液能够析成兩層，上層裏按重量說，有 100 份的乙醚，就有 2.93 份的水，下層裏有 100 份的水，就有 8.11 份的乙醚，岩漿溶液也同樣發生析液現象而析化成爲組成岩漿的彼此不能混合的部分。

在岩漿分化過程中共熔(эвтектика)的規律起着很大的作用，所謂共熔是指由兩種或好幾種成分組成的岩漿能够在比它的任何組成部分原有的凝固點以下低得很多的溫度上同時結晶的現象，同時各個組成部分當中多過共熔混合體成分的那一部分更早就析了出去。可以拿氯化鈉溶解在水裏的實驗來做例子。大家知道，海水因爲含有鹽分，到 −2°——3°C 才結冰，同時海水溶液就析成了 H_2O 和 NaCl 兩種基本組成部分。如果我們拿一種按重量說含 80 份 NaCl 和 20 份 H_2O 的混合液來使它冷却，冷到 −17°C 的時候，就有純粹的鹽開始沉澱。等到溶液裏 NaCl 的量達到了 23.6%，水達到了 76.4%，溫度在 −23°C 的時候，全部溶液就會一起凝結起來，成爲共熔體——鹽冰。那末當共熔定理業已經過無數次金屬熔漿和矽酸鹽類岩石的熔漿的實驗得到了確證，說明這種現象就是在岩漿裏也一定很普遍。

根據對熔岩流所做的實驗和觀察證明，岩漿的分化作用也會由於析出了比重不同的礦物的影響而發生；比較重些的礦物沉下去，比較輕些的浮到了熔岩的上層。

岩漿的分化作用可以分做兩種，卽：岩漿分化（магматическая диференциация）和結晶分化(кристаллическая диференциация)。

岩漿分化　所謂岩漿分化是指岩漿再分成許多液體的岩漿。

岩漿分化可以拿原始岩漿分化成花崗岩漿和玄武岩漿來做例子，這種分化作用是在地球硬殼形成的初期發生的。地球上到處——加拿大、巴西、非洲中部、澳洲、西伯利亞東部、中國、斯堪的那維亞半島等等地方，凡是有最古老的地層出露的地方，大多數總是由花崗岩漿生出來的岩石構成的。在最古老的山脈的內核部分也有這種岩石，很多地方鑽探的結果在沉積岩地層底下也找到這種岩石。如果花崗岩並不是如最近以前認爲的那樣，是構造地球的硬甲外的原始岩石的話，無論如何也是最古老的深成湧出岩，當最原始的岩漿凝固的時候形成的。最古老的岩石中非花崗岩漿形成的岩石非常少見，有也是極罕見的侵

入體，而花崗岩的分佈則非常廣泛。由花崗岩漿形成的岩石所見的面積，比所有其餘各種深成岩石所佔的面積大過 20 倍。花崗岩殼的厚度大約有 20 公里。

地殼繼續冷却下去，就從原始岩漿形成了好些彼此隔離的一個個的岩漿本源，中間隔着相當大規模的、冷定了的地塊。

這些岩漿本源就是在地球後來的歷史過程中的侵入體和噴出體的根源，而且也有原始岩漿分化爲花崗岩漿和玄武岩漿的現象發生，從花崗岩漿形成了花崗岩和有關的其他各種岩石，從玄武岩漿中則形成了各種基性的岩石。然而大多數情形是在岩漿本源裏特別形成了玄武岩漿，玄武岩漿的侵入和噴出現象大量地出現在後來地球歷史的各個階段上直到最近的時代也在內。

由玄武岩漿中所形成的地殼裏的廣大侵入體和地上岩蓋作成閃長岩、輝長岩、輝綠岩、大舖玄武岩（траппы），尤其是玄武岩在各個大陸上的分佈都是極廣的：在格陵蘭、蘇格蘭、愛爾蘭、施匹茨堡根、福蘭茨·約瑟夫地、西伯利亞東部（大舖玄武岩和玄武岩），在阿拉斯加，在印度的德干都有這些岩石；在北美和麥西哥，在南美，在夏威夷羣島和其他羣島，在南極洲、非洲，在亞洲的南部邊緣和歐洲，玄武岩蓋的規模都是很大的。

從這裏可以看到，分佈最普遍的岩漿有兩種：花崗岩漿和玄武岩漿。花崗岩漿形成了岩石圈的最古老、最深下的部分，而玄武岩漿則侵入到地層裏面，或者在更晚的時期，湧出地上，掩埋了岩石圈的表面，常常形成爲大規模的玄武岩蓋，構成整個的平台山地。在所有各個主要的玄武岩產地中玄武熔岩都穿過了全部地殼，甚至地殼的最深部分——花崗岩帶。這就證明玄武岩漿因爲比重比較大，當原始岩漿分化的時候就比花崗岩漿佔據了更低的位置。

玄武熔岩在和花崗岩帶底盤接觸的地方顯然也凝結起來了，在大洋底的下面的情形也一樣，因爲大洋深處溫度很低，老早便成了地殼

的冷却器。不過地殼深處的玄武岩漿直到現在還是處在一種熔融的液體狀態，關於這一點，第三紀的和現代的火山噴發就是見證。這些火山形成了一個環，團團地圍繞着太平洋一圈，在大西洋的許多島嶼上和北極也都有火山。就是在大陸內部也星星散散地有一些火山。

同樣，花崗岩漿也並不是到處都凝結了，這一點可以根據許多新近花崗岩湧出的事實，比如在高加索山脈裏所見到的事實來判斷。

不管是花崗岩漿還是玄武岩漿都能够再進一步繼續分化成爲更簡單的岩漿，從這些更簡單的岩漿形成了成分和花崗岩、玄武岩都不相同的許多岩石，好比正長岩、閃長岩、橄欖岩，以及許多金屬礦體：磁鐵礦、鈦鐵礦等等。

此外，在地殼的內層還存在有硫化物岩漿；主要是由許多硫化物的熔漿構造的，這種岩漿就是各種硫化金屬礦床的來源。

結晶分化作用　就是指當岩漿還沒有完全凝固的時候自熔漿中析出來的固體礦物，按照各自的比重區分開來的作用。重一些的礦物會沉到岩漿的底層，輕一些的就浮到上面來，因爲這種關係，由岩漿凝固而成的岩石，上層所含的淺色礦物如長石就要豐富些，而底層則深色礦物要多些。這種現象在卡列里亞好些地方的輝綠岩中就可以看到。早期析出來的礦物或者往下沉，或是向上升，都會落到一種成分和它們所由以形成的那種熔漿的成分不一樣的熔漿裏，因而長出一圈別種成分的礦物來，像在一種‘拉帕奇偉’(рапакиви)的岩石裏所見到的那樣：圍着突出的球狀正長石外面裹着一圈漸斜長石(鈉鈣長石)。

同化作用　促使形成各種不同的岩石的另一種作用就是岩漿的同化作用，即岩漿侵入構成地殼的地層中以後，對岩石所起的同化作用。

當岩漿自地下深處上升進入岩石圈範圍內的運動過程中爲自己熔開了一條道路，而且將沿途遇到的物質收羅到自己的內部把它熔化，並且把它溶解在自己內部。這樣一來，岩漿的成分就改變了、複雜了，這就發生了所謂相對的分化作用。由這種混雜岩漿凝固以後所成的岩

石，它的化學成分和礦物成分和由原始純淨岩漿中所形成的岩石是完全兩樣的。石灰岩、砂岩和其他各種岩石受侵入花崗岩漿的同化作用規模最大的一個地區就是科拉半島，由於這種作用就在科拉半島形成了各式各樣的岩石。像：喜濱岩(Хибинит)、伊約里岩(Ийолит)、圖里岩(Турьит)、磷灰岩等等。

岩石的構造和組織

所有的岩石，不論是火成岩，是沉積岩(水成岩)，還是變質岩都有它們的構造和組織。

構造 所謂構造或者結構就是指岩石的外貌是由組成岩石的礦物或者幾組礦物的一般分佈情形所決定的。在湧出岩特點是塊狀構造，在沉積岩是層狀構造，在變質岩是片狀構造。這裏我們只談一談火成岩的構造，其他兩類岩石的構造以後在講到它們那一章裏再說。

所謂塊狀構造就是指岩石的這樣一種結構，卽有這種結構的岩石用錘子來敲的時候能够破成碎塊，好像是性質均一的物體一般，沒有顯著的破裂方向或者破裂面。

如果在一種情形，用肉眼觀察的時候就能够在岩石裏看到它的結構是由結晶礦物所組成的，那麼這種構造就叫做塊狀結晶構造，或者簡單地說叫做結晶構造，如果在一種情形，無法分清岩石的組成部分，而岩石看起來又是均一的，那末這種構造便叫做塊狀隱晶構造，或者簡稱為隱晶構造。其次還有塊狀帶狀構造或者叫塊狀層狀構造，如果像帶狀輝岩那樣，或者像花崗片麻岩那樣，組成部分按平面並行地排列着因而有色帶存在的話；如果塊狀岩石裏礦物作同心圈排列起來就叫做球狀構造(球狀花崗岩)。此外還有塊狀孔狀構造，可以在現代熔岩裏看到；塊狀杏仁狀構造，可以在古代熔岩中看到，其中的氣孔塡滿了杏仁般新形成的礦物體。

組織 組織就是指岩石的質地；是由組成岩石的礦物的形狀及其

相互排列的情形所決定，而可以用肉眼或者用顯微鏡區別出來的。

最普遍的或者最主要的組織有以下幾種：(一)結晶粒狀組織或者花崗岩狀組織，如果岩石組成中所有的礦物都成了結晶顆粒而且大小差不多的時候(圖 34)；(二)花崗斑狀組織(圖 35)，在大小相同的結晶顆粒之間有一些特別大個兒的結晶，好像嵌進去的花斑一樣；(三)斑狀組織；(圖 36)，在隱晶質的或非晶質的玻璃狀石基中看到一個個的晶體；(四)玻璃狀組織（圖 37），如果全部岩石在顯微鏡下看起來都是玻璃或者都是玻璃退化的產物——極細微的、很難分辨的晶體的話。

火成岩的分類

現存的許多岩石分類法不是以岩石的化學成分爲基礎就是以岩石的礦物成分爲基礎。

火成岩種類繁多的基本原因在它的化學成分。生成岩石的岩漿並不是一定的化合物，像礦物那樣。而是由岩漿中成爲化學分子形式的幾種組成部分所組成的複雜的熔漿。這種化學分子是由元素按照親合程度組成的：氧和鹽基性的或酸性的元素結合成爲氧化物，酸性氧化物和鹼金屬氧化物以及鹼土金屬氧化物結合成爲鹽類，硫黃和鹽基結合成爲硫化物等等。

由這些化合物形成爲礦物，不單是要受化合物化學親合程度的影響，而且還要受一連串許多其他原因的影響，好比：壓力、溫度、電流、礦化劑的存在等等，礦化劑就是氣態或液態的、不直接參與礦物的化學組成、可是却助成礦物的結晶作用的化學物質。由於岩漿冷却過程中的物理條件決定了礦物析出的先後順序、礦物的輪廓及其相對大小等等，有時還決定了礦物的再結晶作用和礦物的浮起或下沉，並且同樣也決定了岩石的結構和組織。

所以在進行湧出岩分類的時候，不能够僅僅只拿岩石的化學性質

做基礎，而必須注意岩石的組織和礦物成分。

蘇聯最常採用的岩石分類法是列文孫·列星院士的成因分類法。根據他所創立的學說，把岩石劃分成組的基本標準就是岩石中所含的、分佈最普遍的氧化矽 SiO_2，氧化矽的多少決定岩石的酸度。

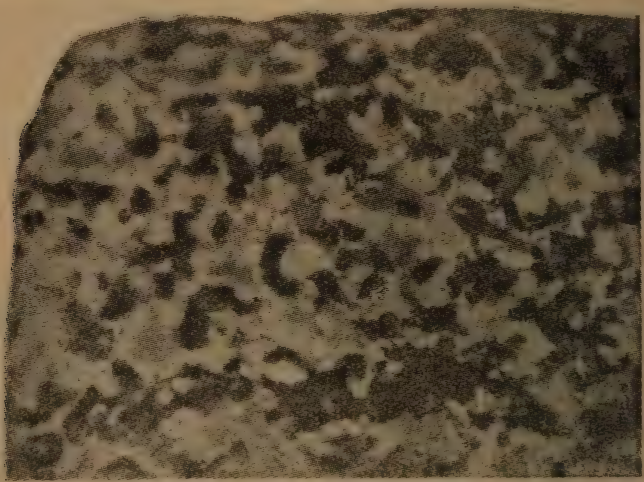


圖 34　花崗岩中的結晶粒狀組織。



圖 35　斑狀花崗岩中的花崗斑狀組織。

按照岩石的酸度可以劃分爲四組：

1．酸性岩石　SiO_2 含量 $>65\%$
2．中性岩石　SiO_2 含量自 52% 到 65%
3．基性岩石　SiO_2 含量自 40% 到 52%
4．超基性岩石　SiO_2 含量 $<40\%$

酸性組中氧化矽含量超過鹽基，因此過剩的氧化矽就析出來成爲礦物——石英，這一組所有的岩石都含石英。

中性組中氧化矽含量恰好可以够滿足鹽基的需要那末多，因此這一組的岩石沒有石英。



圖 36　白榴石玄武岩中的斑狀組織。

基性組中氧化矽含量比鹽基少，因此這一組的岩石不只是沒有石英，甚至還有自由鹽基性氧化物析出來。好比，Fe_2O_3 成爲赤鐵礦，$FeO \cdot Fe_2O_3$ 成爲磁鐵礦，以及其他和這些類似的礦物。

超基性組中氧化矽含量非常少，因此在超基性岩石的組成中佔壓倒優勢的是由鹽基性氧化物所組成的礦物或者是含有 SiO_2 不多的礦物，好比：橄欖石、霞石、角閃石、輝石。

每一組又按照鹼金屬氧化物與鹼土金屬氧化物的比例再細劃爲分組。

鹼金屬性分組——鹼金屬氧化物超過鹼土金屬氧化物。

過渡性分組——這一分組中兩種氧化物含量相同或者一種比另一種稍稍超過一些。

鹼土金屬性分組——鹼土金屬氧化物超過鹼金屬氧化物。



圖 37 黑曜石中的玻璃狀組織。

火成岩的構造和組織還可以用來做爲岩石分類的另一個標準——卽岩石形成狀況的特徵：塊狀結晶質構造和全結晶狀組織，或者花崗岩狀和花崗斑狀的組織是深成岩所特有的；隱晶質構造、氣孔狀、杏仁狀構造以及斑狀組織、玻璃狀組織，則是噴出岩的特徵。

照化學成分看，侵入岩和噴出岩是沒有什麼不同的，每一種侵入岩都可以找到和它化學成分相當的噴出岩。這就證明，旣造成侵入岩又造成噴出岩的岩漿，化學性質是一樣的，而岩石的構造和組織的不同只是由於形成環境的不同了。

這裏我們提一提最主要的幾種火成岩。

(一)深成岩

1. 酸性岩漿岩 所有酸性岩石的特點是含有礦物石英。

(1)鹼金屬性分組 這一組由於鹼金屬氧化物超過鹼土金屬氧化物，形成的一些礦物都是鹼金屬鹽基超過鹼土金屬鹽基的矽酸鹽和鋁矽酸鹽。長石類礦物中主要的是鉀長石，即正長石，和鈉長石，即白長石。

花崗岩 深成岩在這一分組中的代表就是花崗岩。花崗岩的構造是結晶狀，組織是結晶粒狀(花崗岩狀)，石英含量在3%。長石類中以正長石爲主，其次是鈉長石，再其次是鈉鈣長石。其餘的礦物有雲母，按照雲母的性格分爲白雲母花崗岩和黑雲母花崗岩。如果兩種雲母同時存在就叫做雙雲母花崗岩。在比較少見的情形下，花崗岩的成分裏可以有角閃石和輝石存在，那末花崗岩也就叫做角閃石花崗岩和輝石花崗岩。

如果一種晶體，石英或正長石的個兒比石基中顆粒的個兒大得多的時候就形成一種具有斑狀粒狀組織的岩石，這種岩石起名叫花崗斑岩。

具有斑狀結晶組織的角閃石花崗岩，其中成斑狀的是紅紅色的正長石的卵圓形結晶，往往外圈還圍着顏色比較淺的鈉鈣長石，這就是拉帕奇偉花崗岩❶(圖38)。

如果花崗岩裏完全沒有雲母存在，而只是由石英和長石所組成的就叫做長英岩。如果只剩下雲母和石英的話，就叫做雲英岩。

如果石英極有規律地在長石裏發芽增長，這就成了文象花崗石——偉晶岩，或者叫希伯來石(Еврейский камень)(圖39)。

具有塊狀層狀的花崗石，也就是組成花崗岩的礦物成上層地平鋪排列着，就逐漸過渡成了花崗片麻岩。

所有這一分組裏的岩石都是淺顏色的。

---

❶ 列寧格勒的涅瓦河護岸就是用拉帕奇偉花崗岩砌成的。

（2）**過渡性分組** 斜長花崗岩或響岩。結晶粒狀組織，由石英、含量大致相等的正長石和斜長石、黑雲母和角閃石等所組成，顏色也是淺的。

（3）**鹼土金屬性分組** 這一分組裏鹼土金屬鈣、鎂、鐵的氧化物超過鹼金屬氧化物含量2—3倍；鹼金屬氧化物中Na_2O又大大超過K_2O。岩石的顏色深。

石英閃長岩 結晶粒狀組織；由斜長石、角閃石、磁鐵礦和石英所組成。

石英輝長岩 結晶粒狀組織；由斜長石、異剝石、磁鐵礦和石英所組成。

2. **中性岩漿岩** 這一組岩石裏分佈最廣的代表是正長岩。和所有深成岩一樣，正長岩全部是由結了晶的礦物所組成的。礦物成分裏有：鉀長石（正長石和微斜長石）、鈣鈉長石、角閃石，其次還有比較少量的黑雲母。正長岩由於含有大量黑顏色的角閃石和黑雲母，所以顏色也比花崗岩黑。正長岩裏所有的礦物照個兒和形狀看起來都是差不多一樣大小的顆粒，所以正長岩的組織也是像花崗岩那樣的粒狀組織。



圖 38 "拉帕奇偉"花崗岩。

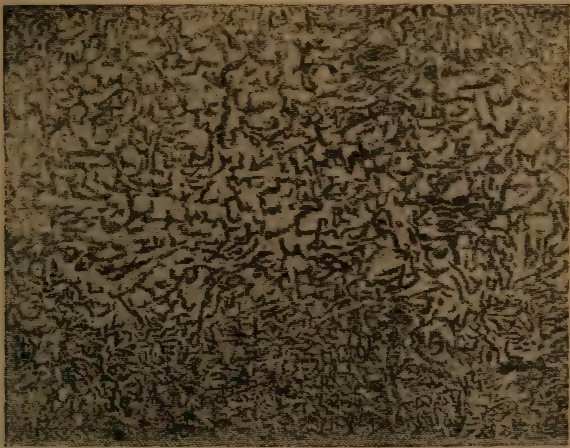


圖 39　文象花崗岩。

當長石比其他各種晶體個兒更大的時候就形成了斑狀粒狀組織，



圖 40　正長斑岩。

這一種岩石也就叫做正長斑岩（圖 40）。如果正長石和斜長石的含量大致相等，而且除了角閃石和黑雲母，成分裏還有輝石，那末這種岩石就叫做二長岩。

3. **基性岩石** 基性一組中的深成岩有鹼金屬性和鹼土金屬性兩個分組代表，可是沒有過渡性的代表。基性岩石由於含有大量黑色礦物，所以顏色是深灰色、深綠色和黑色。早先這一組的岩石因爲有這種顯著的顏色是放在綠色岩石一類的。

鹼金屬分組 脂光石正長岩和霞石正長岩具有結晶粒狀組織。由脂光石或霞石及鹼金屬性長石（微斜長石、正長石、鈉微斜長石、鈉長石）和深色礦物：黑雲母、鈉輝石、鈉角閃石、透輝石等所組成。

在所有基性岩石中間只有霞石正長岩是唯一具有淺色的岩石。

鹼土金屬性分組 閃長岩：具有結晶粒狀組織，由酸性斜長石（漸斜長石至安山長石）、角閃石、磁鐵礦等所組成。有時候一部分角閃石被黑雲母、透輝石和紫蘇輝石代替了，根據這些礦物的性質可以區別出黑雲母閃長岩、透輝石閃長岩和紫蘇輝石閃長岩等。

輝長岩：同樣也具有結晶粒狀組織，但由基性斜長石（安山長石（андезит）即中性長石、拉州長石即鈣鈉長石，碧城長石（Битовнит）即異種鈉鈣長石）、異剎石及磁鐵礦等所組成。往往也見到橄欖石輝長岩，其中次要的礦物還有橄欖石。如果上面所說的一些礦物中間正夾有角閃石，那麼這種岩石就叫做角閃石輝長岩。

紫蘇輝長岩（норит） 是由基性斜長石和紫蘇輝石組成的；有時雜有橄欖石，於是也叫做橄欖石紫蘇輝長岩。組織是結晶粒狀，顏色發黑。

4. **超基性岩石** 和以上所說的各種岩石比較起來，超基性岩石在地殼中所佔的比重是很有限的。超基性岩石中 SiO_2 的含量非常小，所以超基性岩石的成分主要或者是基性氧化物所組成的礦物，如：Fe_2O_3—赤鐵礦，Al_2O_3—鋼玉，$FeO \cdot Fe_2O_3$—磁鐵礦，以及尖晶石；或者甚至含 SiO_2 量最少的一些鹽類所組成的礦物，如：橄欖石、霞石、角閃石、

輝石等。長石類在這一組的岩石裏差不多完全看不到。超基性岩石的顏色是深黑的色調,並且絕大部分是黑色的。

鹼金屬性分組 統同只有一種代表——一種少見的岩石——烏山岩(уртит),具有結晶粒狀組織,是由 86% 的霞石,12% 的鈉輝石和 2% 的磷灰石所組成。

過渡性分組 堪屯岩(камптонит)(閃長煌斑岩),是一種深色的岩石,具有完全結晶的組織,來源是岩脈,由角閃石和輝石結成。

橄欖岩 橄欖岩是一種具有結晶粒狀組織的岩石,顏色是深綠色,深褐色,或者差不多就是黑色,是由橄欖石和其他某種有色礦物如:黑雲母、角閃石、輝石等所組成;次要礦物中有鉻鐵礦、磁鐵礦、尖晶石等,偶爾還有石榴子石。根據有色礦物的性質可以區分出雲母橄欖岩、角閃石橄欖岩、異剝石橄欖岩等。如果輝石含量很大的時候,橄欖岩就變成了輝岩。

頓山岩 頓山岩(дунит)是由橄欖岩和鉻鐵礦所組成,含有天然生成的白金和鈦。

與橄欖岩和輝岩密切相關的有許多差不多完全是由金屬礦的礦物所組成的。如:磁鐵礦、鈦鐵礦、鉻鐵礦等。

(二)噴出岩 噴出岩的化學成分和深成岩是一樣的,因而也可以分做酸性的、中性的、基性的以及超基性的幾組岩石,每一組又再分做鹼金屬性、過渡性以及鹼土金屬性分組。

酸性噴出岩 和酸性的深成岩一樣,酸性噴出岩也被矽酸所過分飽和了,過剩的矽酸就析成爲石英。

石英斑岩 石英斑岩是一種紅褐色的,有時是綠綠色的,具有斑狀組織的岩石,石基:緻密質、細粒結晶質或隱晶質。在緻密質的石基裏常常有引人注目的斑狀析出物,這些有時是結晶很完整的石英、正長石以及少量的雲母、角閃石或者輝石的晶體。沒有斑狀礦物析出物的緻密質石英斑岩就叫做霏細岩(фильзит)。

麗島斑岩(липарит)(新石英斑岩)也是和石英斑岩一樣的岩石,

不過只是年代比較近罷了。石英斑岩時代屬於第三紀以前，而麗島斑岩則是從第三紀起才噴出來的。麗島斑岩的顏色大部分是白的或者灰的。

麗島斑岩的緻密石基或者是極細粒的結晶質，或者是玻璃質。斑晶是晶體常常發育得很完整的石英和長石，偶爾也有角閃石、輝石以及黑雲母的晶體。

石英斑岩和麗島斑岩是和深成岩中的花崗岩相當的岩石。

過渡性噴出岩 達州岩(дацит)(石英安山岩)：一種淺色的岩石，特點在有斑狀的組織；石基是細粒結晶質，由雜有石英、輝石、磷灰石的斜長石所組成。斑晶是酸性斜長石、石英以及黑色礦物之一，即：黑雲母、角閃石、或者輝石。根據黑色礦物的性質可以區分出黑雲母達州岩、角閃石達州岩以及輝石達州岩。古代的老達州岩是與深成岩中的石英閃長岩相當的，名字叫做石英玢岩。達州岩和石英玢岩就是與深成的鹼土金屬性花崗岩相當的岩石。

中性噴出岩 沒有過剩的矽酸，因此也就沒有石英。屬於分佈最廣的中性噴出岩的有粗面岩、安山岩以及玢岩。

粗面岩 淺色的岩石，顏色灰裏夾白，具有斑狀組織。石基是氣孔狀，粗粒結晶質，在顯微鏡下看起來是由一種正長石——透長石的細小的晶芽所組成，這些晶芽常常在一個方向上排起來就像河裏放下來的木筏一般。透長石的小片晶體之間多多少少存在着一些玻璃質。斑晶有透明的正長石，叫做透長石的大個兒晶體，還有一些含量非常少的黑色礦物：黑雲母、偶爾也有角閃石和輝石。

古代的老粗面岩叫做正斑岩(ортофир)和角斑岩(кератофир)。它們和粗面岩不同的地方在於石基的破壞程度和再結晶程度都比較高。粗面岩與深成岩中的正長岩是相當的。

安山岩 也是斑狀的岩石，不過顏色比粗面岩要深些：色調的變化是自灰、黃、綠直到深灰。石基緻密質，或細粒結晶質；斑晶有斜長

石、輝石、角閃石以及黑雲母。

玢岩　和安山岩一樣，不過只是年代比較老些。

安山岩　和玢岩都是同一種岩漿的噴出岩，這種岩漿在地深處湧出時就形成了閃長岩。

基性噴出岩　屬於這一組的有玄武岩和輝綠岩。

玄武岩　是一種黑色而緻密的或有氣孔的岩石，它的組成部分用肉眼很難認出來，絕大部分都是火山玻璃或者是極細粒的結晶質。石基裏析出來的斑晶有斜長石、輝石、角閃石、以及磁鐵礦的晶芽。玄武岩有時候又給一個名字叫大鋪玄武岩。

輝綠岩　和玄武岩的成分一樣，不過和玄武岩不同的是整個岩石都是全部結晶質，而沒有斑狀析出物。輝綠岩的成分裏含有：斜長石、輝石、以及磁鐵礦。往往斜長石的晶片做成了網，網眼裏則在所有其餘的一些礦物。這樣的岩石組織就得了一個名字叫做輝綠岩狀組織（圖 41）。



圖 41　輝綠岩中特有的"輝綠岩組織"。

具有氣孔組織的輝綠岩，氣孔被次生礦物質填滿了的，有個名字叫做黑玢岩。

玄武岩和輝綠岩是與深成岩中的輝長岩和紫蘇輝長岩相當的岩石。

超基性噴出岩　矽酸含量極其不足，甚至不夠形成像斜長石這樣的矽酸化物，因此在超基性的噴出岩裏也和在超基性的深成岩裏一樣，代替長石的是一些含矽酸量最低是矽酸化

物，好比霞石、橄欖石、輝石等等。這一組岩石可以舉霞石玄武岩和橄欖石玄武岩做代表，它們和一般普通玄武岩不同的地方就在於霞石或橄欖石佔據了斜長石的位置。屬於這一組的岩石還有苦岩(輝雲橄欖岩)和苦玢岩(輝雲橄欖玢岩)，是與深成岩中的橄欖岩和輝岩相當的。苦岩是一種細粒的或中粒的岩石，由橄欖石、輝石、含鉻輝石所組成，夾有少量磷灰石，偶爾也夾有角閃石；有時還有基性斜長石等雜質。苦玢岩與苦岩不同的地方在於具有斑狀組織。

玻璃狀緻密質的一種噴出岩叫做黑曜石或煤黑石，另外再附加上和這種火山玻璃有關的岩石的名字，比如：麗島黑曜石、達州黑曜石、安山黑曜石等。

玻璃質氣孔狀的一種泡的噴出岩叫做浮石。鬆散的火山噴發產物叫做火山灰，而硬結狀態的火山灰就叫做火山凝灰岩。

金屬礦

一切金屬都是從地下開採提煉出來的。可是我們要打算到地下去找銅、鐵、錫、鋁、鋅以及其他各種金屬的話，那必然徒勞無益。只有少數金屬，像金子和白金，才是以它們本來的面目在地下埋藏着，而大多數的金屬要在地下去找純的，要不根本找不到，要不非常難得能碰到一些。通常金屬都是和各種化學元素化合在一起，和它們結成爲各種礦物，這些從外形看起來絕對也不像它們所含的金屬那樣子。比如黏土無論如何也不像金屬鋁，可是黏土裏鋁的含量都很高，大約有20%。

然而用黏土來提煉鋁可不合算，因爲黏土裏除了鋁的氧化物，還有矽、鈣、鎂和鐵的氧化物等。要把這些物質從黏土裏和鋁分離開來是非常困難的。所以鋁是用另外一種礦物——鋁礬土來提煉的，鋁礬土中鋁的含量平均有40%，而在除鋁和氧以外，鋁礬土的成分裏就再沒有別的元素了，卽使有的話也不過只是微不足道的一點雜質罷了。

可以用來提煉金屬的礦物叫做金屬礦物，或者簡單地說，就是鑛石。

金屬礦的產狀

金屬礦在自然界中出現在岩石裏。根據金屬礦在岩石裏出現的情

形可以分出以下幾種主要的金屬礦產狀。

礦層　如果金屬礦處於岩層之間成爲厚層的時候，那末這種形式的產狀就叫做礦層。

礦層的位置追隨着包圍它的岩層的位置：如果岩層水平，那末礦層也是水平的位置，如果岩層形成了褶曲，那末礦層也是褶曲的；如果岩層被斷層切斷了，那末礦層也同樣被斷層所切斷等等。圖 42 表示烏拉爾磁石山的剖面，黑色表示鐵礦層，點和線條表示含有鐵礦層的岩層。

從圖上可以看到，磁鐵礦層形成一個緩緩的褶曲，在圖的右面一部分被斷層所切斷；斷塊上所顯示的礦層是褶曲的一翼，褶曲的上部在山頂上由於剝蝕破壞作用的關係所以沒有了。

蓋在礦層上面的岩石叫做礦層的頂板（крыша），而托住礦層的岩石便叫做礦層的底板（подошва）。礦層緊靠頂板的一部分叫做上側（висячий бок），緊靠底板的一部分叫做下側（лежачий бок）。

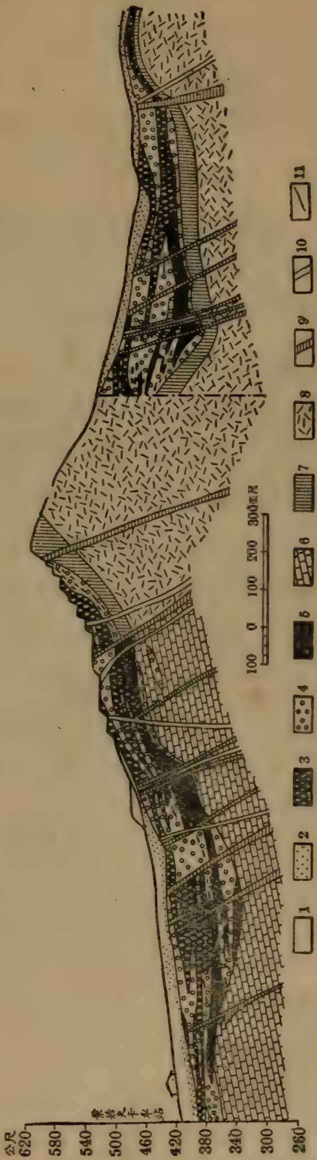


圖 42　烏拉爾磁石山剖面圖

1—冲積浮土；　2—砂鑛；　3—氧化鑛；　4—'矽加岩'；　5—原生鑛；　6—變質石灰岩；
7—'阿大奇'岩；　8—斑岩；　9—閃長岩脈；　10—酸性岩脈；　11—斷層。

礦柱 厚度很大而長寬有限的礦層叫做礦柱（штoк）如果礦體不成爲連續不斷的層，而分爲一連串的一些個別部分的話，這種形式的產狀就叫做鳥窩狀礦體。

礦磐 如果有種情形，含礦層的厚度有限，而長寬很大的話，這種產狀礦體就叫做礦磐(флёц)。

礦脈 充填地殼中的裂隙所形成的礦體叫做礦脈。礦脈在岩石裏分佈的方向可能千變萬化，礦脈的形狀也可能千變萬化。圖 43 表示的是花崗岩裏含有錫礦的條帶狀石英脈。可是礦脈也可能成爲透鏡狀、念珠狀、不規則的腫脹和緊縮等。

礦脈不一定總是由一種金屬礦所充填起來的，而礦脈裏常常會有別的一些礦物，含量甚至能超過金屬含量好幾倍。比如含金礦脈大多數情形都是由石英構成的，只是偶爾才能在石英裏看到有金星點兒。

礦沙 流水破壞阻擋它去路的岩石，使它們崩裂成細小的碎屑，最輕的一部分遠遠地冲到河口去了，最重的就在河槽裏、河底上堆積起來。如果岩石裏含有金屬礦或者珍貴的寶石，因爲這些東西比含有它們的岩石都穩定得多、沉重得多，當岩石破壞的時候，金屬礦和寶石便殘留在河底上，而讓砂礫掩蓋起來。這種冲刷式的金屬礦堆積便起名叫鑛沙。成鑛沙的有金沙、白金沙、金鋼石沙等等。

金屬礦的形成

金屬礦的原始來源就是岩漿。有時候金屬礦床直接與岩漿相聯，有時候金屬礦床只是岩漿岩在各種地質作用和生物化學作用影響下經過改造以後的產物。我們在這裏只談一談由岩漿產生的主要金屬礦和與岩漿湧出作用有關所產生的一些金屬礦。

前面已經說過：原始岩漿分化爲酸性的花崗岩漿和基性的玄武岩漿。和這兩種岩漿相當的都有一些金屬礦。不過除了這種矽酸化合物的岩漿之外，地殼裏還有一些金屬礦岩漿：磁鐵岩漿和硫化物岩漿等。

磁鐵岩漿侵入的現象可以拿烏拉爾龐大無比的磁鐵礦來做例子，這個磁鐵礦在萬寶山、高山和卡赤卡納山的正長岩和正長斑岩中穿插着。這些地方磁鐵礦裏夾着有非常完整的長石結晶，因而有的時候礦石本身也成了磁鐵斑岩了，此外磁鐵石基上還出現有正長岩的碎塊，這些都說明了此地有磁鐵岩漿眞正侵入的現象發生過。

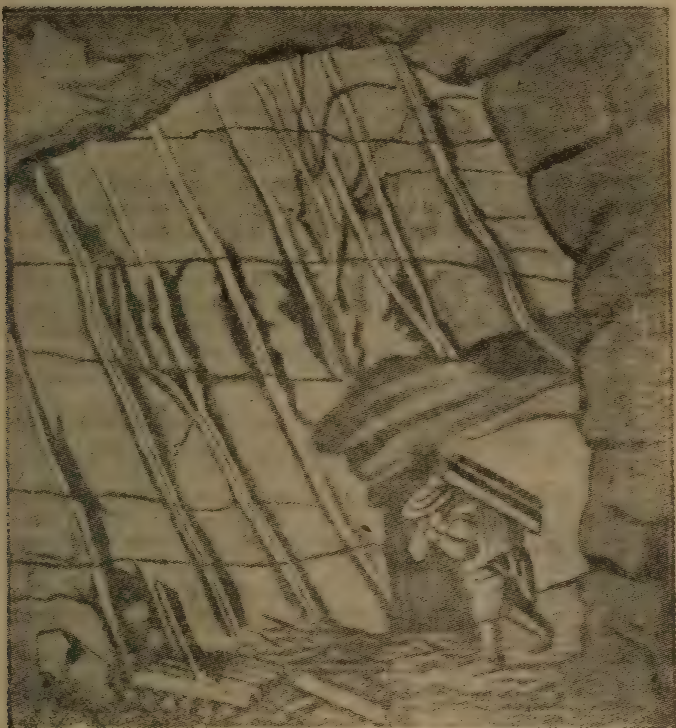


圖 43　花崗岩中含錫鑛的石英脈(根據 1748 年的木刻畫)。

硫化物岩漿的金屬礦藏是由鐵、銅(有時夾有鎳和鈷)與硫黃所成的化合物(黃鐵鑛、黃銅鑛等)的，常常總是侵入在結晶片岩和板岩裏。屬於這一類的礦有烏拉爾的卡拉亭礦和秀協爾礦。

除了由單獨的金屬礦岩漿所形成的金屬礦以外還有許多金屬礦是

由酸性的花崗岩漿和基性的玄武岩漿的分化作用所形成的。

金屬礦體常常總是形成包裹狀、帶狀和鳥窩狀的集結而爲基性岩漿體所隔離，這種基性岩漿在深成岩中的代表就是輝長岩和紫蘇輝長岩體系的岩石。屬於這一類的火成金屬礦有烏拉爾金鏤石輝長岩類岩石裏的含鈦磁鐵礦，科拉半島的別擦牟以及挪威的好些礦裏的銅、鎳、鐵的硫化物礦。至於這類金屬礦分化過程的本身則或者是通過析液作用，或者是通過結晶分化作用進行的。

硫化物在含有鈦磁鐵礦和矽酸化合物岩漿的熔漿裏是不穩定的，因而很容易在溫度降低的時候就析出來了，由於它們的熔點比矽酸化合物低得多，所以當輝長岩類的岩石的石基析出去以後，能够比較長期地保持在液體狀態中，因爲它們比重比較大，於是下沉到湧出盆地的下部去，形成殘餘岩漿，經冷凝之後就變成了相當富集的金屬礦體。

有的時候，沒有經過這種分化作用，硫化物礦仍然留在矽酸化物的岩漿中，岩漿凝固成岩石——常常總是橄欖岩一類的岩石——的時候就裹了一個個的金屬礦的包裹體，含量佔圍岩的 15% 到 30%。

所有這種岩漿形成的金屬礦藏因爲其中含有大量的金屬礦，都叫做集中礦床。岩漿岩裏除了金屬礦以外還有在離散狀態的、爲量有限的金屬元素，成爲天然元素或者與其他化學元素結合而成化合物。只有在極難得的情形下離散的元素才能形成更稠密的集結，於是這時候也就可以用來提煉了。

由基性的玄武岩性質的（輝長岩、紫蘇輝長岩性質的）岩漿產生的岩石所含的散離狀態的元素有：Pt, Ir, Au, Ni, Co, Fe, Mn, Ti, Cu。基性和超基性岩石中成離散狀的非金屬元素中有成爲金剛石的 C。開採離散狀的元素的例子有從頓山岩裏提煉白金以及在南非從金柏里岩（кимберлит）這種酸性的凝灰岩中提煉金剛石等。

酸性岩漿所含離散狀態的元素比較多，其中可以有 Pb, Zn, Ag, Au, Sn, W, Mo, Be, Sb, Hg, Ra, U 等等。這些元素都是非常少見的，而且含

量也很少，不過在個別情形下含量也會增高，因而可以成爲開採的對象。比如最近幾年曾經在哈薩克斯坦的花崗岩體裏發現含有離散狀態的錫，成爲一種名叫錫石的礦物 Sn_2O_4。

偉晶岩裏所含離散狀態的金屬礦元素與岩漿岩是有密切關係的。偉晶岩比周圍的岩石更常見有益金屬，並且含量也更大。所謂偉晶岩就是指兩種或好幾種共生的結晶礦物，晶體通常很大，也許在湧出岩體之內，也許在火成岩體之外的圍岩中形成爲礦脈、礦層或者鳥窠狀礦體。偉晶岩常常總是在酸性岩石裏看到，好像花崗岩、花崗斑岩和正長岩等。花崗岩的偉晶岩裏有時會有錫、銅、鉛、鋅、鎢、鉬、砷、鉍、鈳、鈾和鐳等元素的化合物。正長岩和霞石正長岩的偉晶岩裏常含有稀有土族元素，如：鋯、鈰、釔，同時還有鈾和鐳等。

偉晶岩的形成作用解釋如下：

根據對火山噴出的熔岩的觀察，證明岩漿含有大量氣體和揮發性元素，其中最常見的是：水汽、氫氣、碳酸氣、氯化物和氟化物、硫化氫、二氧化硫、砷、硼、磷以及其他各種元素。屬於這種揮發物的有時候還有一些在高溫之下能够變爲揮發狀態的礦物。

這一切的氣體和化合物因爲在好幾千個大氣壓之下，所以是處在一種溶解的狀態而不能從岩漿的熔漿中析出來。壓力減低的時候，岩漿就因爲有氣體從其中析出去而沸騰起來；火山在地上噴發的時候，氣體從火山口裏掙脫出來的力量是如此强大，可以往上一直衝到好幾萬公尺，一面還攜帶着黏的溶岩的泡末和塊兒，成爲火山灰、火山豆和火山彈等。在强大壓力之下處在岩漿的熔漿裏的水汽和其他一些揮發成分，削弱了岩漿的黏性，降低了岩漿的熔點，加入到礦物分子的組成裏，和礦物質分子結合成爲不穩定的化合物。比如：氧化矽，結晶成一種礦物叫石英，在地面上的情況下是不溶於水的，而在高壓高溫之下就與水結合生出來一系列極不穩定的並且極活動的矽酸，與鹽基類進行急烈的化學作用以後，生出許許多多礦物來。同樣的情形，岩漿

裏的硫化氫和二氧化硫也是很活動的，因而和銅、鐵、鎳等等起了化學作用。

當岩漿冷却到 900°—800° 的階段，最難熔化的、不含揮發物質的一些礦物就析了出來，在這個階段上就由某種一定的岩漿形成了它的主要岩石：由酸性岩漿形成了花崗岩或者正長岩，由基性岩漿形成了輝綠岩和紫蘇輝綠岩。

岩漿當結晶的時候就對圍岩生出了一種壓力，如果圍岩什麼地方有裂隙或空洞，那麼壓縮在岩漿裏的揮發物質就要極力掙脫到裂隙或空洞裏去，這種揮發物是由各種氣態的化合物所組成的，其中也有一些礦物的蒸汽。揮發物質充滿了裂隙和空洞，形成了昇華的礦物，其中可能也有金屬元素。這種昇華的構成物就叫做**氣熱礦床**。花崗岩岩漿的氣熱礦床的特性在於具有一些含氟、硼的礦物，例如螢石、電氣石等等。氣熱礦床裏成散離狀態的金屬元素有錫，成爲一種礦物叫做錫石；有鎢，成爲黑鎢礦；有鉬，成爲輝鉬礦；有鈹，成爲綠玉(綠柱石)等等。

剩下在殘餘岩漿裏的揮發物質和水蒸汽冲淡了岩漿，使岩漿在比它生成的礦物的熔點還低得多的溫度之下還是流動的。當溫度再低到 575° 的時候，偉晶岩就開始形成了❶。偉晶岩成爲夾層狀、鳥窩狀或者脈狀，常常一直超出岩漿區域的範圍之外而沿各種方向切入圍岩。除了晶體很大的、常常彼此穿插共生的石英和正長石以外，偉晶岩脈裏有的地方還有白雲母、鋰雲母、電氣石、黃玉、綠玉、螢石和磷灰石等礦物的很大的晶體。金屬礦物中有含銅、含錫、含鉬、含釘、含鈾、含鐳等等元素的礦物。當偉晶岩式的礦物析出來以後，繼續冷却的熔漿所含的水分和矽酸便更加豐富起來。到了大約 374° 的光景，即到了水的臨界溫度的時候，偉晶岩的形成作用便停止了；然而在“榨”剩下的具有一種過熱溶液性質的岩漿裏，仍然還存留着一些金屬元素和含水的矽酸溶液。在這樣高的溫度之下，水乃是一種極强烈的酸，能够溶

❶ 575°是偉晶岩中所含的那一種石英的熔點。

解一切礦物和一切金屬，連金子也在內。由於在結晶過程中析出礦物所產生的壓力的關係，以及由於過熱蒸汽的彈性的作用，這種溶液就沿着裂隙侵入到了火成岩周圍的地層裏，而在其中形成了石英脈。這種礦就叫做水熱礦床。水熱礦脈裏有的地方還有黃鐵礦、黃銅礦、毒砂、銀子、鉛和金子等和石英一起沉積下來。蘇聯水熱礦脈在烏拉爾（別列佐夫斯克金礦）、庫茲涅茨的阿拉陶、薩彥嶺西部、南貝加爾、阿爾泰等處都非常發育，礦脈中含有鉛、鋅、銀、銅、金等多金屬性的礦石。

接觸成礦作用　金屬礦的形成作用不單是發生在由岩漿形成的岩石裏，或者發生在岩漿的偉晶岩式或水熱式的析出物中，而且同樣也在直接與深成火成岩相接觸的圍岩裏發生。

包圍岩漿區域的深積岩或變質岩在與岩漿相接觸的地方，即所謂接觸帶，被岩漿强烈烤熱，受到了所謂接觸變質作用，起了變化。

接觸變質作用包括岩石因受岩漿侵入的影響所起的物理性質與化學性質的改變。物理性質的改變包括岩石的再結晶作用，例如頁岩變爲角頁岩，石灰岩和泥灰岩變爲大理岩，褐鐵礦變爲赤鐵礦等等。岩漿的化學作用的表現，就是熱盪的溶液和昇華的揮發物在高壓高溫之下由岩漿中潛入圍岩的現象，它們與圍岩的原始礦物起了化學反應，一面破壞原有的礦物，一面改造原有的礦物成爲新礦物，切入了圍岩的厚薄岩層之間，充塡了岩圍中所含的空洞和裂隙。就是這個樣子形成了烏拉爾磁石山的接觸式磁鐵礦床，形成了烏拉爾銅礦城鑛床和巴士馬可夫斯克礦床的黃銅礦，形成了阿爾丹區的金礦等等。

最常見的接觸變質式礦藏是當岩漿和石灰岩發生接觸的這種情形下形成的，因爲石灰岩含有活動性極大的 CO_2，所以是一種最容易起化學反應的岩石。這樣所產生的鈣鐵質的和鈣鎂鐵矽質的岩石就叫做，矽加岩（скарн），而礦物和岩石的這種化學變化的作用本身，即在礦物、岩石與岩漿的揮發物之間的這種雙邊互換作用的本身就叫做交代

作用。

圖 42 上畫的是烏拉爾磁石山南部的地質剖面圖，這裏的磁鐵礦藏可以說是接觸交代式礦藏之中最典型的例子了。

今天看起來，磁石山不過是幾堆大崗子罷了，但它們却是從過去曾經是相當顯著的一片高地經過强烈的冲刷破壞作用而殘留下來的。從磁石山的地質構造來看，這裏最古老的岩石的噴出的磁岩和細粒長英岩，顯然都是由過去的火山造成的。磁岩上面又是另一層噴出岩——輝綠岩、玢岩和已經變質成了所謂“阿大奇岩”(атачит)的火山凝灰岩。到石碳紀的時候，侵上大陸的海水淹沒了所有這些岩石，又在原先的火山和凝灰岩上面沉積了石灰岩，後來造山作用開始把石灰岩造成了平緩的褶曲；同時又發生了花崗岩和花崗閃長岩侵入的現象，這兩種岩石在圖上所畫磁石山的南部裏是沒有的，不過在磁石山北部就有露頭了。花崗岩的侵入使所有已往在這裏造成的岩石都起了交代作用，不過主要的是石灰岩。石灰岩最靠近花崗岩的部分變成了‘矽加岩’，卽一種含有石榴子石、輝石、維蘇威石和磁鐵礦的堅硬的岩石。

磁鐵礦通常成一層層地處在含石榴子石的岩石之間。當交代作用的比較晚期又形成了黃鐵礦和少量的其他各種硫化物。“應當認爲”，A. H. 查瓦里茨基院士說，“在磁石山也好，在別處的接觸式礦藏裏也好，鐵是在一種揮發狀態的化合物中從岩漿裏帶上來的，鐵礦在圍岩裏的分佈和聚積的情形是受這些更老的岩層的構造狀况所決定的。”

後來所有這些不論是礦層還是非礦層又受了火山作用的影響，這次火山作用所留下的標幟就是閃長岩脈、半花崗岩脈以及斑岩脈。

磁鐵礦床的上部，連同過去曾經覆蓋在它上面的岩石現在都已經破壞了，變成了礦沙，並且氧化到了褐鐵礦和赭土的地步。

磁石山的礦從十八世紀就已經出名了，不過很少開採。十月革命以前每年總共也只開採出 2 萬噸的礦石。只是從 1931 年起才開始大規模開採礦石，爲了礦石的提煉又建立了一座大型工廠——蘇聯最大

表 I　主要火成岩表

	酸性			中性	基性		超基性		
	鹼金屬性	過渡性	鹼土金屬性		鹼金屬性	鹼土金屬性	鹼金屬性	過渡性	鹼土金屬性
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
深成岩（侵入岩）全部結晶狀	花崗石 （石英、 正長石、 雲母）。 花崗斑岩 （石英、 正長石、 雲母）。 斑晶： （正長石及石英） 拉帕奇偉岩 （石英、 正長石、 斜長石、 普通角閃石、 黑雲母、 雲母及外圈具有鈉鈣的正長石）。 長英岩 （半花崗岩） 雲英岩 （石英和雲母）	斜長花崗岩或響岩 （石英、 正長石、 斜長石、 黑雲母、 普通角閃石）。	石英閃長岩 （石英、 斜長石、 普通角閃石、 磁鐵礦）。	正長岩 （正常石和斜長石、 普通角閃石、 黑雲母）。 斑晶： （正長石和斜長石）	霞石正長岩 （霞石、 鹼金屬性斜長石、 黑雲母、 角閃石、 鈉輝石、 透輝石）。	閃長岩 （斜長石、 普遍角閃石、 磁鐵礦）。 輝長岩 （斜長石、 異剝石、 磁鐵礦）。	烏山岩 （即無長石正長岩） （霞石、 鈉輝石、 磷灰石）。	堪屯斑岩 （即閃長煌斑岩） （普通角閃石和普通輝石）	橄欖岩 （橄欖石、 黑雲母、 角閃石、 輝石、 鉻鐵礦、 磁鐵礦、 有時還有石榴子石）。 頓山岩 （橄欖石和鉻鐵礦）

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
斑狀噴出岩、玻璃狀凝灰岩	石英斑岩（石基—隱晶質）斑晶：石英、正長石、少量的雲母、普通角閃石、輝石。細粒長英岩 石基質密質，幾乎完全沒有斑晶。麗島斑岩（玻璃質，斑状）。斑晶：石英、正長石、（偶爾也有普通角閃石、輝石、黑雲母）麗島黑曜石，浮石、凝灰石。	達州岩（卽石英安山岩）（石基：細粒結晶質，由斜長石、石英、黑雲母組成）。斑晶：酸性斜長石、石英以及黑雲母、普通角閃石或者輝石等黑色礦物之一。達州黑曜石 浮石、凝灰石。	石英玢岩（石基：細粒結晶質，由長石、輝石和磁鐵礦所組成）。斑晶：石英、長石。	粗面岩（石基：細粒結晶質，由透長石和玻璃質所組成。斑晶：透長石、偶爾也有黑雲母、輝石和角閃石）。安山岩和玢岩（石基：緻密質或細粒結晶質。斑晶：斜長石、輝石、普通角閃石、角閃石）安山黑曜石、浮石、凝灰石。		玄武岩（石基：玻璃質或細粒結晶質）斑晶：斜長石，普通輝石、普通角閃石以及磁鐵礦）玄武黑曜石、浮石、凝灰石。		霞石玄武岩及橄欖石玄武岩（石基：玻璃質。斑晶：霞石或橄欖石）。	苦岩（卽輝雲橄欖岩）（細粒結晶質岩石，由橄欖石、普通灰石、鉻輝石所組成，而帶有磷灰石、普通角閃石、偶爾也有斜長石等雜質）。

的工廠之一，圍着這個工廠興起了整整的一座大城市，這就是磁石山城(瑪格尼多果爾斯克)。

(二)沈積岩(水成岩)❶

沈積岩或水成岩乃是由於礦物質從水中、空氣中的積聚作用所形成或者是由於動植物遺體的堆積作用所形成的岩石。

沉積岩是地面上分佈最廣的岩石，因爲沉積岩一共佔了地球面積的 75%，可是往地底下沉積岩到達的深度却是非常有限的，不過幾百公尺；只是在地殼拗曲的地方卽所謂地槽(大地向斜)裏，沉積岩才聚積成比較厚的地層厚度可以達到一萬到兩萬公尺。按份量說沉積岩共佔地殼重量的 5%。

大多數沉積岩的狀態都要經過兩個階段，卽：第一、鬆散狀態階段，這時沉積岩叫做沉積物，第二、堅硬狀態階段，這時沉積物變成了堅硬的石頭，卽變成了岩石。鬆散沉積物的特點是：組成沉積物的顆粒處在一種不相接連的狀態，並且還有大量的氣孔，氣孔的總量構成了沉積物的孔度。就砂子來說，孔度要佔全部沉積物體積的 28%到46%，而粘土孔度竟可以達到 58%。就是堅硬的沉積岩也是有孔度的，不過

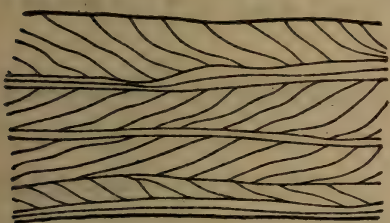


圖 44 水流的交錯層理。

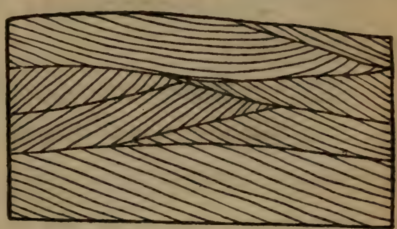


圖 45 砂丘中彼此割切的斜交層理。

比鬆散的沉積物的孔度要低一些罷了。如果一種細砂的孔度有 32%，那麼顆粒同樣大小的石灰質砂岩的孔度就只有 28%，而由矽質粘結很

❶ 本節只描述沉積岩的成分，至於沉積岩的形成則在本書第二部裏描述堆積和硬結成岩的地質過程時再仔細討論。

緊的砂岩，孔度差不多竟趨於零了。沉積岩的第三個特徵就是層理(слоистость)，不論是鬆散的沉積物，還是堅硬的沉積岩石，大多數都有層理。

所謂層理是指沉積岩能順和層(слой)平行或差不多平行的方向撤開來的一種性質。沉積岩的層可能在成分上、硬度上、顏色上彼此不同；有時候層是由同一種物質構成的，那麼這時候層之間就有一層非常薄的，另一種沉積物的夾層，或者是一層雲母碎片。

相隣兩個層的接觸面叫做層理面(плоскость слоистости)。

層理可以分做好幾種：第一、水平層理或正常層理；第二、交錯層理(косая слоистость)(圖44)，第三、斜交層理(диагональная слоистость)(圖45)等等。有些岩石可能沒有層理，好比黃土、冰磧物、珊瑚礁、石灰岩等。

層的厚度種種不一：從一張紙那末厚到幾公尺厚不等。幾個厚的層，或者幾個性質一致而結合成組的層，各組彼此多多少少可以截然分開來的，如果分佈面積相當廣，就叫做岩層(пласт)。相隣兩個岩層的接觸面叫做層面(плоскость напластования)。末端厚度縮小的層就叫透鏡體或扁豆體。所有成分一致的岩層組成地層(толща)。層、岩層以及地層的厚度或者說粗壯度，是在與層面垂直的方向上從層底到層頂上量出來的。

分類　沉積岩的基本分類就是按照成因分做三組：(一)碎屑形成的——由其他岩石的碎屑聚積而成；(二)化學形成的——自水中或其他各種溶液中析出沉澱的結果而成；(三)有機形成的——由動植物殘體的聚積而成。三組中每一組又根據個別的、局部的特徵進一步再劃分爲更細的副組和屬。

碎屑沈積岩

碎屑沈積岩又叫做破碎沉積岩，按照組成顆粒的大小分做：

1. 礫質岩(псефит)❶(粗大碎屑岩)	顆粒直徑大小 >2.0	公厘。
2. 砂質岩(псаммит)	顆粒直徑大小 0.1 —2.0	公厘。
3. 粉質岩(алеврит)	顆粒直徑大小 0.01—0.1	公厘。
4. 泥質岩(пелит)	顆粒直徑大小 <0.01	公厘。

礫質岩 屬於礫質岩的有頑石、大石塊、石卵、石碴、石子兒、石屑、礫岩、角礫岩等。

所謂頑石是指滾圓過的直徑大於 10 公分的堅硬岩石的碎塊，同樣大小可是沒有滾圓過的帶稜角的碎塊就叫做大石塊。

直徑在 1 公分到 10 公分之間的滾圓過的岩石碎塊叫做石卵。粘結起來的石卵就叫做礫岩。也是這麼大小可是沒有滾圓過的岩石碎塊叫做石碴，粘結起來的石碴就叫做角礫岩。

直徑在 2 到 10 公厘之間的、滾圓了的堅硬岩石的顆粒就成了石子，粘結起來的石子同樣也叫做礫岩。這麼大小的、沒有滾圓過的顆粒就叫做石屑，粘結起來的石屑也同樣算是角礫岩。

砂質岩 砂質岩或者說中等碎屑岩的代表就是鬆散的砂子，以及粘結起來的砂子——砂岩。砂子的主要組成部分是石英顆粒，雜着有少量其他各種礦物的顆粒，如：長石、雲母、角閃石、輝石、石榴子石、磁鐵礦、海綠石及其他各種礦物等等。成分裏只有一種石英顆粒的就叫做石英砂，而除了石英顆粒之外還有其他各種礦物雜質存在的時候，砂子也就隨着主要雜質的性質而有種種的名稱，如：長石質砂、雲母質砂、磁鐵礦質砂、石榴子石質砂、海綠石質砂、石灰石質砂等等。如果砂子裏含有像金子、白金、金剛石等等少見的貴重元素和礦物的時候，那麼砂子也就叫做金砂、白金砂、金剛石砂等等。

砂岩同樣根據所含主要礦物雜質的性質也可以分做：海綠石質砂岩、石榴子石質砂岩、長石質砂岩等等。砂岩裏含有很多長石顆粒的就叫做長石砂岩(аркозовые песчаники)。不過除此以外，砂岩還可以根

❶ 照希臘文 ψηφος 就是石頭，ψαμμος—砂，αλευροπ—粉，πηλος—黏土。

據粘結物的性質來分類：純石英砂岩的粘結物是結晶狀態的氧化矽的就叫做石英岩，粘結物是非晶質氧化矽的就叫做矽質砂岩；此外根據粘結物性質還可以有泥質砂岩、磷灰石質砂岩、鐵質砂岩等等。

粉質岩 土質岩的代表是一種陸相(大陸性)岩石——黃土。黃土是一種黃黃色的或者淡黃色的岩石，沒有柔性(可塑性)，很容易拿手指頭一捏就散了，同時泥質顆粒搓到皮膚上，而砂質顆粒則可以摸得出來。黃土是沒有層次而多孔的，並且氣孔成一種分枝的小管狀，垂直地分佈着。黃土層能够劈開成垂直的、不規則的柱狀節理。黃土由於含有石灰質所以遇到鹽酸的時候能起泡兒。

泥質岩 或微粒碎屑岩，組成一組粘土岩石。所謂"物理黏土"是指顆粒大小在 0.01 公厘到 0.001 公厘之間的岩石，是由礦物最最細微的碎屑積聚成功的，而這些碎屑還可以用顯微鏡鑑定出來。具有這般大小的顆粒的堆積物又常常從一般黏土岩石一組中再分出來成爲一組淤泥。眞正黏土是由 <0.001 公厘的礦物顆粒所組成，在顯微鏡下也很難或者完全無法分得清，而是一種崩碎得非常利害的(離散的)礦物顆粒，從物理性質方面看就是一種膠體的㬵。黏土遇到水就脹得很利害，在潮濕的狀態中有柔性而且不透水。

照化學成分說，黏土就是含有鐵、錳、鈣的含水氧化物以及其他各種化合物的雜質的含水鋁矽酸。純的含水鋁矽酸—$H_4Al_2Si_2O_9$ 是一種白色的土塊，叫做高嶺土。高嶺土因爲是用來製造磁器的，所以又有一個名字叫做磁土。

黏土裏膠體質點增多的時候，黏土的柔性也就提高了，使黏土的斷面看起來發亮，並且摸起來有一種油膩的感覺。這種黏土就叫做肥黏土，能碎成只有 1 公厘厚的片兒。膠體質點減少砂灰雜入的時候就減低了黏土的柔性，並且使黏土發黯，摸起來不滑溜，因此也叫做瘦黏土。

柔性的肥黏土，所含鹼質很少，並且差不多完全沒有石英砂和氧

化鐵的，有個名字叫做耐火黏土，這種黏土能够經得住非常高的溫度——到 1700°C——而不熔化。

漂白黏土，一種沒有柔性的硬黏土，和上水以後，或者保持原來的堅硬狀態，或者化成油粉泥。這種黏土的特點是能够吸收油脂。漂白黏土因為有這種性質，所以可以用來清洗皮貨或泥料上的油跡。

混雜黏土 壤土（суглинок—壚坶）是一種富含砂質 30% 到 40% 的黏土。

漂礫壤土和漂礫黏土 是由雜有種種大小的頑石的壤土和黏土構成的，沒有層次，所含碎塊也沒有任何淘選的特徵即其碎塊沒有任何按比重大小分佈的特徵。

遇見鹽酸會起泡的、含有碳酸鈣雜質的黏土，叫做泥灰質黏土。

黏土硬結以後就變成了頁岩，頁岩是有很清楚的層次的，並且很容易順着層面撕開來。如果由黏土形成了一種堅硬的岩石，完全沒有很容易按層次撕開的能力的，那末這種岩石就叫做黏板岩。

冰磧石（тиллит） 就是硬結起來的漂礫黏土。

化學沈積岩

化學形成的沉積岩是由於不論在海洋中還是大陸上的水溶液中的沉澱作用所產生。這一類岩石可以分做四組：

1）矽質化學沉積岩；

2）碳酸質化學沉積岩；

3）鐵質化學沉積岩；

4）鹽類：鹵化物、硫酸鹽、鹼金屬的碳酸鹽、硼酸鹽以及硝酸鹽等。

1. 矽質化學沈積岩 屬於這一組的有矽質凝灰石和蛋白土。

矽質凝灰石或矽華是由非晶質的氧化矽所組成的一種緻密的岩石，顏色發白或者是五顏六色的，形成為多孔的凝結塊而具有腎狀或葡

萄狀的外形。

蛋白土(опока) 是非晶質的矽石或黏土質的一種混合物，有時候含有許多矽藻類，水草的皮殼和海洋的骨針，顏色是白白的，偶爾也發黑，是粘結起來的，不過很容易裂成帶尖稜而表面彎曲的塊兒。

2. 碳酸質化學沈積岩 石灰質凝灰石(石灰華)是一種孔度很高而沒有層次的岩石，具有不規則的氣泡。時常含有植物的葉子、枝子和幹的印痕，還有陸生軟體動物的貝殼以及動物的骨骼等。

豆狀灰華、豆子石和魚子石等都是由很規矩的、具有同心圈構造的碳酸鈣小球所構成的。

灰華石(травертина)——和石灰華不同的是，有細粒狀組織，並且有層理。

3. 鐵質化學沈積岩 鐵質凝灰石(鐵華)，紅褐色、黃褐色或棕褐色，由含水氧化鐵(褐鐵礦)構成；孔度很高、同時氣孔形狀不規矩而個兒很大；有時含有植物的印痕和淡水軟體動物的貝殼等。常常可以在俄羅斯平原的北部一帶看到。

湖鐵礦、沼澤鐵礦以及草地鐵礦 都是一種成爲小餅狀、小錢兒狀、小球狀以及豌豆狀的含水氧化鐵的堆積物，含有錳質，分佈在高緯度和中緯度地方的湖底上、沼澤裏和草地上。

5. 鹽類化學沈積物 氯化物、硫酸鹽、鹼金屬碳酸鹽、硼酸鹽以及硝酸鹽等。現在舉幾種最主要的化學沉積鹽來做例子。

氯化物鹽類中分佈最最廣泛的是岩鹽—NaCl。岩鹽成層狀，透鏡狀和柱狀夾在其他各種沉積岩之間。這種沉積層的大小比如在烏克蘭的阿台莫夫斯克區以及在烏拉爾的所里堪斯克鹽田裏，在依列茨礦上，在契卡洛夫州，以及在恰普恰奇山裏和濱裏海低地上都達到了非常龐大的規模；德國斯塔斯福礦的面積算起來有 64 平方公里而厚度大約有 500 公尺，諸如此類。

岩鹽往往成層地與硬石膏—$CaSO_4$ 相間析出。礦層頂部有時候有

硫酸鉀、硫酸鎂以及氯化鉀、氯化鎂等化合物，成爲光鹵石—$MgCl_2KCl6H_2O$，鉀石鹽—KCl 等等礦物。鉀鹽比岩鹽價値還要高，可以用在化學工業上以及用作肥料。世界最大鉀鹽礦就是所里堪斯克鹽田。

硫酸鹽類中分佈最廣的是石膏。石膏有時是粗粒的，有時是細粒的，有時又是纖維狀的或者緻密的岩石，大多都是白色。石膏或者成爲礦層礦柱，或者成爲透鏡型礦體而夾在黏土、泥灰岩、石灰岩以及岩鹽之間。特別大的石膏層出現在高爾基州的阿查瑪斯克區和阿達托夫斯克區、在阿漢蓋爾斯克城附近的北季維納河上，在依列茨防護區附近一帶以及其他各處。

比較少見的是鹼金屬的碳酸鹽、硼酸鹽和硝酸鹽。

鹼金屬的碳酸鹽中要指出蘇打—$Na_2CO_310H_2O$ 來，它是在蘇打湖裏通過沉澱作用形成的。在西伯利亞西部的庫侖金草原上、後貝加爾區多若寧的許多湖中，以及在格魯吉亞都有這種湖。目前這些蘇打礦很少開採，原因是人工製造出來的蘇打把從天然礦產裏開採出來的蘇打排擠掉了。

屬於湖的沉積鹽類還有一些硼酸鹽，比如硼砂—$Na_2B_4O_7\cdot10H_2O$（印德爾湖、西藏、加里福尼亞），而硝酸鹽中則有硝石—$NaNO_3$。蘇聯開採硝石的地方在多若寧湖，後貝加爾的印果達河的右岸。此外智利、祕魯以及南美太平洋沿岸也都有硝石開採。

芒硝—$Na_2SO_4\cdot10H_2O$，結晶屬單斜晶系，硬度1.5—2，比重1.4—1.5，無色，在水裏很容易溶解。裏海邊上的卡拉·博嘎斯海灣的底上就有芒硝的沉積。

生物沉積岩

屬於生物沉積岩一組的岩石主要都是由動植物的遺體所形成的。屬於這一類的有石灰岩、白雲岩、矽質岩石、矽藻土、煤、泥炭以及石油等。

所有生物沉積岩當中最普遍的石灰岩—$CaCO_3$ 在一切地層系統中都有，並且有時候形成好幾百公尺厚的地層。石炭岩是一種緻密的，具有各種顏色的岩石，通常總是淡灰色或淺黃色，有層次或者成塊狀構造；遇到鹽酸就溶解了，並且起泡，殘餘下少量的黏土。石灰岩是建築工程上、化學生產上以及各種技術作業上最需要的岩石之一。

黏土質很多的時候，即按份量達到 20% 到 60% 的時候，石灰岩就變成了泥灰岩。

白堊是一種白色沾手的，不很緊密的岩石，主要是由根足類動物的極細小的皮殼，小球狀的結核及其他各種極細小的、只有在顯微鏡下才能看出來的石灰質顆粒等所構成。有黏土雜入的時候就變成了白堊泥灰岩。

白堊層在俄羅斯陸台的南半部，從烏克蘭直到烏拉爾分佈非常廣，有的地方形成了差不多 500 公尺厚的地層。

白雲岩是由非晶質的或結晶質的白雲石的礦物（54.2% $CaCO_3$ 和 45.8% $MgCO_3$）構成的，不過差不多總是雜有石灰質、黏土及其他各種物質。顏色非常不一。形成很厚的地層和整個山嶺（烏拉爾、阿爾卑斯、南提羅爾等處），可以用作建築材料、用在化學工業上，以及用作冶煉礦石的熔劑。

矽藻土、矽藻石、山粉等這些名稱所代表的岩石都是一種矽藻類水生植物的皮殼聚積成功的：這種矽藻皮殼的個兒非常有限：一立方公分的岩石裏能含有差不多 70 億顆。這些岩石的顏色都是淺的：白的、灰的、黃黃的、或者帶粉紅色的。膠結程度很不一樣：從類矽藻土那樣完全是鬆散的狀態到蛋白石狀泥質岩以及打磨頁岩那樣堅硬的狀態，有時成好幾公尺厚的層次夾在其他地質上最新的岩石之間。著名產地在西部西伯利亞沿烏拉爾山東坡一帶，在布連斯克州和烏里揚諾夫州，在後貝加爾區的埃麗萬城附近以及其他各處。

所有矽質岩石在工藝技術上都有很大的用途：可以用來製造許多

建築材料，可以用作濾過劑，可以用作炸藥的混合料，可以用來製造耐火顏料，用作打磨劑，用作轉運强酸時的包裝材料，用在防毒面具裏等等。

生煤沈積物 屬於這一類的沉積物有泥炭和煤，主要的組成部分是碳素。

泥炭發育在濕度很高的地帶，在蘇聯主要是在高緯度和中緯度一帶。偶而在南方邊境上也有。泥炭沉積物的厚度可以達到 15 公尺，所含碳水化合物的份量可以達到 60%，蘇聯歐洲部分爲泥炭沼澤所佔的面積算起來大約有 3700 萬公頃。泥炭沼澤在西伯利亞所佔的面積也相當廣，不過確實面積還沒有計算過。

煤炭出產在更深處的其他各種岩層之間，因此煤炭也是一種"礦"。

煤炭可以分做以下幾大類：

腐植炭類：褐炭、石炭以及無烟煤。

褐炭是泥炭和石炭之間的過渡階段，比泥炭硬些，不過沒有一般石炭那麼緊密結實；含碳量可以到 75%，顏色自褐色到黑色，在素磁板上一擦就留下褐色條痕。放在苛性鉀液裏加熱的時候，形成褐色浸汁。比重自 1.2 到 1.4。發熱量 4000—7200 卡路里。蘇聯的莫斯科附近，瓦爾帶高地上，切倆賓斯克城附近，高加索，後裏海地區以及其它各處，有些褐炭層厚到 15 公尺。

石炭 含碳量上下在 75% 到 95% 之間，比重 1.25—1.5；發熱量 6600—8900 卡路里；是一種緊密結實的、絨黑色的物質，在素磁上一擦留下黑色條痕；斷口有時黯淡，有時發亮。不能在苛性鉀溶液裏浸出褐汁。不使空氣接觸乾餾的時候能產生液態和氣態的碳水化合物、氫氣以及其他各種氣體；將這種混合物清洗以後就得到了煤氣；餾出來的液體產物就是煤焦油，可以供給化學工業作爲製造染料的原料；餾剩下的固體殘餘就成了一種黏結的多孔物質卽焦炭。

根據乾餾時析出來的碳水化合物的量可以把石炭分做肥石炭和瘦石

炭。肥石炭能析出很多碳水化物，發着冒濃烟的火焰，並且能煉成焦炭；瘦石炭在乾餾的時候差不多析不出氣體產物，燒的時候不冒烟，也不能煉成焦炭，而崩碎成爲粉末一般的物質。

無烟煤 無烟煤的含碳量上下在93%到98%之間，是一種比石炭更緊密結實的物質，比重1.5—1.7，顏色發黑，差不多有金屬一般的光澤；和石炭一樣也不能在苛性鉀溶液裏浸出汁來。乾餾的時候揮發物質差不多完全看不到。無烟煤很不容易點着火，而且只有氣流十分通暢的時候才會燃燒。發熱量 8000—8700 卡路里。蘇聯最龐大的無烟煤田在頓巴斯。

膠石炭和燭黑炭 除了由植物細胞中的碳素構成的腐植炭類以外，還有一種由具有大量蛋白質——脂肪質的含碳質淤泥所形成的煤炭，這種煤炭就叫膠石炭或燭黑炭，都是黑色，表面暗淡而帶有松香般的光澤，斷口作貝殼狀；乾餾的時候可以生出石油類產物；與空氣自由接觸的時候很容易起火，燒起來發出明亮而冒烟的火焰，好像蠟燭一般。

許多國家都有大規模的煤礦：蘇聯的煤礦出產在頓巴斯、庫茲巴斯、莫斯科近郊盆地、多地苔原、烏拉爾、伊爾庫茨克州、中亞細亞、通古斯卡盆地、後貝加爾地區以及其他各處，此外歐洲、亞洲、北美洲也都有大量的煤礦。

蘇聯煤礦的總儲量是非常龐大的。

油頁岩是一種泥灰質的岩石而含有大量的有機質。油頁岩也同樣可以用做礦物燃料，壞處是灰份含量太大。油頁岩可以直接當作燃料用，或者經過蒸餾，製成煤氣、苯精和焦煤油(瀝青)等。在愛沙尼亞共和國和列寧格勒州的志留紀沉積物之中出產着一種叫‘枯柯石’(кукерсит)的油頁岩，愛沙尼亞的整個工業和全部鐵道都靠着它工作，並且不久的將來要靠它來完成列寧格勒城的煤氣化工程。伊爾庫茨克州也分佈有大量的一種叫做‘瀉李木石’(черемхит)的油頁岩。

表 II　主要沉積岩表

碎屑沉積岩				化學沉積岩				生物沉積岩
礫質的及砂質的	土質的	泥質的	混雜的	矽質的	鐵質的	碳酸質的	鹽類	
石塊	黃土	黏土	壤土	矽華	鐵華	石灰華及泥	岩鹽	石灰岩(貝殼質的、
石碴	泥灰岩	肥的	坡積	矽質凝灰	湖鐵礦	灰岩	鉀石鹽	珊瑚質的等等)
石屑	(陸生的)	瘦的	黃土狀	石	沼澤鐵礦	豆狀灰華	光鹵石	泥灰岩(海生的)
角礫岩		耐火的	輕砂土	矽質結核	草地鐵礦	灰華石	石膏	白堊
頑石		泥灰質的	重砂土	蛋白岩	鐵錳質結核	魚子狀灰岩	芒硝	白雲岩
石卵		黏板岩	漂礫土			緻密質化學	硼砂	矽藻土(類矽藻土、
石子		頁岩	冰磧石			沉積石灰岩	蘇打	山粉等)
礫岩						白雲岩	硝石	泥炭
砂								腐泥
砂岩								褐炭
(長石質的、								石炭
黏土質的、								無烟煤
鐵質的、								膠石炭和燭黑炭
瀝青質的、								油頁岩
磷灰石質的等)								石油
石英岩								地蠟
								地瀝青

石油　屬於有機沉積岩一組的還有一種液體'岩石'——石油。石油是一種混合物，是由成分爲CH_4(甲烷)的氣態產物與液態的碳水化物即石油本身所組成的一種混合物；石油本身又是由石蠟族 C_nH_{2n+2}，石腦精族 C_nH_{2n} 以及複雜芳香族或苯族碳水化合物所組成的混合體。不同的石油所含有的這些化合物的比例也不同。石油的分類可以用下面的圖解來表示(根據薩哈諾夫和畢拉比安茨)：

石　油

- 甲烷質石油(石蠟質石油)
- 石腦精質石油
- 含石腦精質甲烷質石油
- 含甲烷，石腦精，芳香化物質石油
- 含石腦精，芳香化物質石油

美國石油屬於石蠟質一類，巴庫的石油則屬於石腦精質一類。

除了液態的石油以外，還有天然的固體碳水化物，成爲地蠟或者叫山蠟以及地瀝青等，都是由石油經氧化和固結後所生的產物。

蘇聯最大的油田在高加索(巴庫、格若茲內、麥科勃)、伏爾加與烏拉爾之間("第二巴庫")、濱裏海地區(恩巴)、別巧拉河流域、中亞細亞和庫頁島等處。其餘各國之中石油最豐富的是北美。

(三)變質岩

變質岩是由火成岩和沉積岩在高溫高壓的影響之下所形成的，即當火成岩或沉積岩在造山過程中下降到地殼更深的區域和與熔融的岩漿相接觸的時候，受到了所遭遇的高溫高壓的影響而形成的。這裏我們只從成分一方面着眼來談一談變質岩，至於變質岩的形成作用或者說變質作用以後在本書第二部裏再和其他各種地質作用一起討論。變質岩和火成岩以及沉積岩比起來，無論在構造上、組織上以及礦物成分上都是截然不同的。

變質岩的構造　變質岩的構造性質當中最主要的是片理構造(圖

46)。所謂片理就是指岩石可以順着與所含片狀或長條狀礦物的方向相平行的面撥開來的一種性質。片理和層理不同的是：第一、片理是結



圖 46 片狀組織：西伯利亞伊頳日末河上的雲母片岩(根據列文孫·列星)。

晶岩石所特有的，而層理則是在沉積岩裏才有；第二、層理是由各層次岩石成分的不同所造成或者是層次沉積作用的間斷所造成的，而片理則是由構成岩石的礦物成平行條狀的排列所造成。礦物成分一致的片岩，好比綠泥石片岩、板岩等，它們所表現的那種極薄的片理就變成了葉理。

變質岩的組織 爲了使變質岩的組織和與它類似的結晶岩以及碎屑岩的組織能夠有區別起見，在變質岩組織的名稱上附加着‘苗狀’的字樣(‘苗狀’：俄文 бласто 原爲希臘文 *βlaσtoσ*，意思就是‘幼芽’)。岩石的原始礦物全部再結晶了的就叫做具有結晶苗狀（кри-

сталлобластическая структура)組織的岩石(圖 47)。岩石所含礦物的再結晶顆粒大小一致的時候叫做全苗狀組織 (гомобластическая структура), 所含礦物結晶的顆粒不一致的時候就叫做雜苗狀組織 (гетеробластическая структура)。 如果在細小結晶顆粒的石基上突出表現有大個兒的礦物顆粒,那麽這種組織就叫做斑苗狀組織(порфиробластическая структура)(圖48),個兒特大的礦物就是斑苗 (порфиробласти)。當火成岩或沉積岩變爲變質岩而沒有全部再結晶的時候,卽乃然還有原始岩石的組織痕跡殘留下來的時候,爲了表示殘留



圖 47 顯微鏡下所見片麻岩中的結晶苗狀組織 (放大 12 倍,偏光)。

的組織和新生的組織就在原始的岩石組織的名稱上再附加上'苗狀'字樣;於是就有了苗狀花崗岩狀、苗狀斑狀、苗狀破碎狀等組織。

角頁岩狀組織 (圖 49) 是頁片岩體系的一種細粒狀組織,所含礦物憑肉眼是看不出來的,而在顯微鏡下就可以看出是一些大小比較一致而彼此緊緊銜接着的礦物顆粒,就像在千頁岩(千枚岩)和板岩裏所看到的那樣。

變質岩的分類 主要是以變質岩的礦物成分做基礎的,我們這裏談一談主要的幾種。

片麻岩——特點在具有條帶狀和片狀構造，全苗狀組織，由石英、長石以及雲母所構成。如果是黑雲母就叫做黑雲母片麻岩，如果是白雲母就叫做白雲母片麻岩。兩種雲母都有的時候就形成了雙雲母片麻岩。

麻片岩的主要礦物可能有輝石、角閃石、石榴子石、石墨等，那末麻片岩也就隨着這些礦物來起名字，比如輝石片麻岩、角閃石片麻岩、石榴子石片麻岩、石墨片麻岩等。

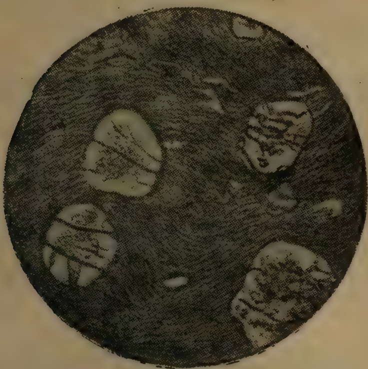


圖 48　含石榴子石斑苗的絹雲母。千頁岩中的斑苗組織(放大 33.5 倍，偏光)。

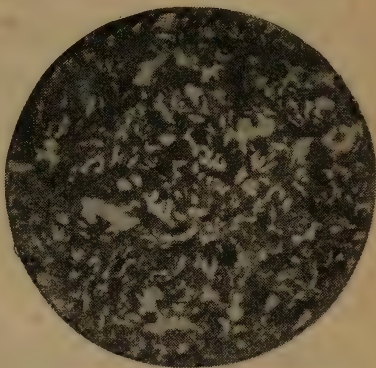


圖 49　接觸片麻岩中的角岩狀組織(放大 13.5 倍，偏光)。

有色礦物很少，而且差不多完全沒有雲母，可是石榴子石很豐富的片麻岩有個名字叫做白粒岩。如果能够確定是由火成岩通過再結晶作用而成的片麻岩，那末這種片麻岩就屬於所謂正片麻岩一類，如果是從沉積岩變來的，那末就屬於副片麻岩一類。屬於正片麻岩的有一種叫山燧石的片麻岩，是一種條帶狀構造表現得非常清楚的岩石，具有苗狀斑狀組織，由細粒的石英與長石集結而成，其中分佈着一個個的石英和長石斑苗。這種岩石是由石英斑岩經再結晶作用所形成的。

千頁片麻岩——屬於副片麻岩類，特點在表現顯著的片理，有時有條帶狀構造，組織是苗狀破碎狀，緊密結實，黑而發亮，是由細小的、

只有在顯微鏡下才看得出來的石英、鈉長石、綠泥石、絹雲母、雲母、石榴子石等礦物的顆粒所構成；由沉積岩——主要是由頁岩變質而成。

輝榴岩——一種由石榴子石和輝石所構成的粗大粒狀的岩石，是由輝長岩一類的火成岩經變質作用形成的。

片岩——特點在片理構造，並且常常是頁理構造。雲母片岩主要是由雲母和石英所構成，有時也有少量的長石。按照雲母的性質可以分做黑雲母片岩、白雲母片岩以及絹雲母片岩等。

角閃石片岩——主要由普通角閃石構成並且雜有很有限的黑雲母、白雲母、綠柱石及其他各種礦物，顏色發黑。

綠泥石片岩——一種綠色、片狀的岩石，鱗狀片狀或者鱗狀粒狀。由綠泥石所構成，大部雜有石英。次要礦物有滑石、雲母、長石、石榴子石、磁鐵礦等。

滑石片岩——淺灰色或銀白色的片狀岩石，硬度低而有滑膩的感覺，差不多全部是由滑石構成的。可以用作耐火材料，用作滑潤劑以及用在化裝品工業上。

蛇紋石片岩——黑色、綠綠色或黃黃色的岩石，常常具有表現不明顯的片理以及近於塊狀的構造，是由於蛇紋石、橄欖石、輝石及角閃石等所組成。在烏拉爾巴惹諾夫斯克區的蛇紋石片岩裏出有石棉礦——可以用作耐火材料的一種礦物。

角頁岩——是一種黑色的矽質片岩，由頁岩在與火成岩接觸的地帶變成。

板岩——深灰色，差不多是黑色的緊密結實的頁片岩類岩石，能夠擻成薄而堅硬的層次，可以用來做瓦片和寫字的石板。在顯微鏡下看起來含有細粒的石英、雲母和非晶質的碳質是由碳質頁岩變成的。

石英岩——顏色種種不同並且具有塊狀構造的岩石，粗粒苗狀組織，片狀的比較少見，主要由石英顆粒構成。

石英岩中的次要礦物有雲母——在雲母石英岩中，絹雲母——在

絹雲母石英岩中，角閃石——在角閃石石英岩中等等。

大理石及結晶石灰岩——大部分是塊狀的，片狀的比較少見；由石灰岩經過再結晶化而成，含有大小一致的方解石顆粒。漂亮的純大理石出在烏拉爾和阿爾泰。意大利有一種出名的純大理石叫做‘卡拉拉’大理石。大理石有時雜有一些輝石、綠簾石、方柱石、石英、石墨等等礦物。

含有蛇紋石的礦物顆粒、礦物細脈以及蛇紋石‘鳥窠’的大理石就叫做蛇紋大理石(офикальцит)。

大理石由於含有雜質的關係，顏色變得很美。蘇聯的有色大理石出在烏拉爾、莫斯科附近的科隆姆納城不遠的地方、卡列里亞的所爾塔瓦拉附近、克里米亞、南高加索以及蘇聯的亞洲部分等。

結晶白雲岩　外形看起來處處和大理石相像，不過是由結晶的白雲母顆粒組成的。也和大理石一樣可以用作建築材料和手工藝品的材料。卡列里亞的吉福地亞車站附近就有古來的白雲岩採石場。

第二部　地殼動力學

地質作用

"岩石並不是自古就有的：它們是時間的女兒。"　林耐 1748 年

結晶質的火成岩乃是最耐久的岩石，可以用來建築鐵路的橋樑，可以用來建造沉重的紫銅紀念碑的基脚，可以用來奠定高樓大厦的基礎。

古代埃及的金字塔，算起來已經存在了四千多年了，是用花崗石建造的；擺在列寧格勒城裏涅瓦河畔的獅身人首像，是由古代埃及人親手用花崗岩雕鑿出來的，而且保存得那末完好，直到今天還帶着它們的創造者的鬼斧神工般的手跡。史前人類最古的工具，我們發現保存得十分完善的，是用石英做成的——石英是結晶質岩石中和變質岩中常見的礦物。總而言之，無論什麼地方需要最堅固、最耐久的材料，什麼地方就會利用結晶質的岩石。

因此在我們一般的印象裏，很難想像有那種可能，就是：沉積殼裏原有好幾百公尺到一萬或者一萬多公尺那末厚的岩層，是由結晶質殼裏的堅固岩石經過毁爛所形成的。並且這種結晶質殼和沉積殼還都能够更進一步變成爲變質岩石。

同時呢，可以完全肯定地說，地球在它那悠長的，大約有 20 萬萬年之久的歷史過程中已經不止一次地改變了自己的面貌，而且自從地球的硬殼形成以來，沒有一粒礦物，沒有一塊岩石，也沒有一種地形還停留在原來的老地方，或者逃避了改造。

地殼成分和構造的種種變動是由地質作用所引起來的。

有些地質作用進行得很快，就發生在我們眼前。這種地質作用有火山的噴發、地震、山崩、湖濱海岸的崩塌，滂沱大雨和山洪暴發的冲刷

作用，流沙的掩埋農田等等。然而所有這些地質作用大部分都帶有一種災害的性質，不是常常發生的，而是有時偶爾發生的。另外有一些地質作用却是天天在起作用，經常在起作用；這些作用不是我們肉眼能够看出來的，可是由於它們不懈的作用，過了一段很長很長的時間就在地殼裏形成了遠比由那些災害性的地質作用所形成的變化與改變要大得多多。大多數的地質作用都進行得極其緩慢，因此有一種印象；彷彿地殼是不會變的，石頭是永恆的。如果我們舉一個最顯而易見的地質作用——即直上直下跌落的水對陸地的冲刷作用來看吧，那末，别看在這種情形下作用的力的規模是多末大，跌水（瀑布）的冲刷現象還是進行得很慢的。

世界第一大瀑布——北美洲的尼亞哥拉大瀑布，位在名字也叫尼亞哥拉的河上，這條河從埃里湖流出，注入三十公里以外的安泰略湖。尼亞哥拉河成爲跌落的瀑布傾瀉到狹谷裏去，瀑布被山羊島隔成兩股：大的一股叫加拿大瀑布，寬 600 公尺；小的一般叫美利堅瀑布，寬 200 公尺；瀑布從上而下跌落的高度有 49.5 公尺。尼亞哥拉瀑布水頭的跌落造成了等於 2000 萬匹馬力的極龐大的機械力。

尼亞哥拉河自瀑布以下直到河口，一直在深而陡的狹谷裏流着，狹谷是由瀑布掘開來的，平均深度大約在 365 公尺。地質研究的結果證明，古時候尼亞哥拉河是直接就在安泰略湖的筆陡的岸上成瀑布倒傾入湖的，不過後來，因爲河床受到冲刷，瀑布就逐漸後撤，直到今天的地位。自安泰略湖直到瀑布的整個狹谷完全是尼亞哥拉大瀑布冲刷的結果。觀察瀑布每年後撤大約 0.3 公尺，計算出來，要造成全部狹谷就需要 3 8300 年。如果具有 2000 萬馬力的直上直下筆直跌落的水作用得這樣慢，而且還是作用在軟弱的石灰岩上的，那末一般河流的水在結晶質岩石或其他堅硬的岩石中間，當然作用就更慢了。

關於地質作用進行很慢的觀念還可以舉另外一個例子。風從亞洲東部的許多沙漠裏吹起了大量的沙灰。這種沙灰就被吹到很遠的地方

在沙漠周圍的草原區域降落下來。由於這種沙灰集聚的結果，根據許

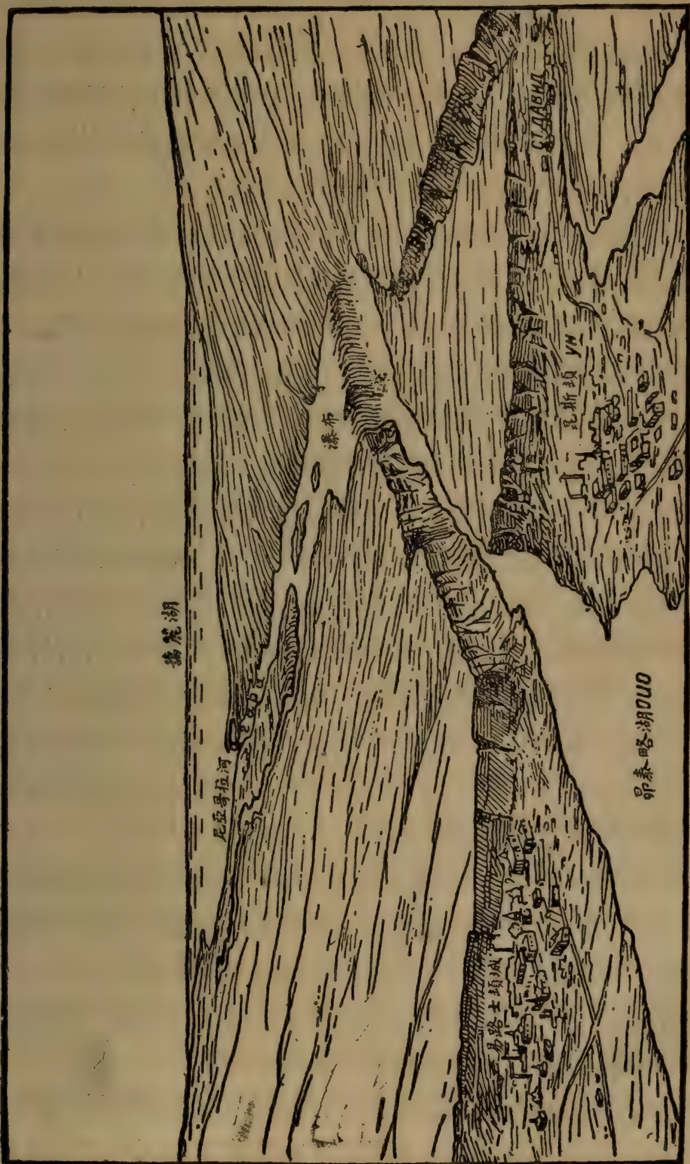


圖 50　埃里湖、尼亞哥拉河、尼亞哥拉大瀑布。

多學者的意見，就形成了一種‘岩石’，叫做黃土。中國東北區的瀋陽附近，由風吹來的沙灰逐漸在掩埋着皇陵，有些皇陵算起來已經有 2000 年光景了，它們上面堆積了一層兩公尺厚的黃土。中國北部有些地方，黃土形成了整整的厚到 170 公尺的地層。如果堆積 2 公尺厚的黃土就需要 2000 年，那麼形成 170 公尺厚的黃土層所需要的時間也就不少於17 萬年了。

這一些以及和這一些類似的觀察結果證實了大多數地質作用的極端緩慢性。但是由於這種地質作用是在長期地作用着——時間的長往往是人類的數字所無法表示的——就得到了無比龐大的結果。

能够使地殼裏發生種種變化的這些地質作用，只有在這種情形下才能產生，即只有當有了現成的、某一種可以引起這種地質作用的力存在的時候才能產生。而要產生這種力就需要有能。

地球上能的主要來源是太陽的熱和地球的內熱。有了太陽的熱，動植物才能生存，風才能起，河才能流，冰川才能運動，海裏才能發生波濤，才能產生洋流。地球的內熱，包括由放射作用所產生的熱，表現爲火山噴發，表現爲造山運動，表現爲陸地的起伏或者海底的昇降等等。

按照產生地質動力的能的來源，地質作用可以分做兩大類，即：(一)外力作用，也就是由地球範圍以外的能源，即從太陽和月亮上發出的力所產生的地質作用；(二)內力作用，也就是由地球本身析出來的能發出的力所產生的地質作用。

在內力作用的影響下，地殼裏很深的岩層會昇起來達到地面，造成了山脈和盆地，產生了火山，促成了大陸塊昇降的現象，發生了地震。內力作用造成地勢高低(地形)的基本形態和地殼的構造。

外力作用却在相反的方向上作用着：外力作用破壞着地勢高低(地形)的基本形態，並且促成地殼外表的彫鑿工作。

在各種自然狀況的變動的影響下，和各種化學反應的影響下，就是像花崗岩和片麻岩那樣堅硬的岩石也日漸崩裂毁爛而變爲大石頭，變

爲沙，或者變爲軟軟的泥。這種作用就叫做風化作用。風化作用可以按照引起風化作用的原因分做物理風化、化學風化和生物風化。如果地質的外力作用只有風化作用的話，那末老早所有的山脈都要被從山上垮下來的大石頭堆埋起來，而全部地面也早就該被厚厚的一層風化產物蓋起來，一切基岩都埋在這一層風化產物的下面了。然而實際上並沒有這回事，因爲還有其他的地質作用把風化產物從岩石表面搬了開去。這一些作用的總的概念叫做剝蝕作用❶（撤露作用）。不過剝蝕作用也不只是把風化產物搬開，同時也單獨進行破壞岩石和消滅基本地形的工作。剝蝕作用由好多種地質作用完成着，照地質作用的性質，剝蝕作用可以分做好多種。風的剝蝕作用叫做吹颺作用或吹蝕作用，風或水帶動沙粒的打磨和旋鑽作用叫做磨刷作用或磨蝕作用，流水的剝蝕作用叫做侵蝕作用，海浪的剝蝕作用叫做衝蝕作用，冰川的剝蝕作用叫做刨刮作用（刨蝕）。

有些剝蝕作用又可以再分爲幾類，比如，侵蝕作用就可以再分爲：（一）洗刷作用，即由雨水和雪化水主要在水平方向上所產生的作用，（二）冲刷作用　即由暫時流水或長流水，即山洪、溪流、江河等所產生的作用，（三）潛蝕作用（蛀蝕），即由地下水在岩石內部所引起的破壞作用，（四）殘蝕作用（腐蝕），即由水和水溶液的作用所引起的在岩石表面的破壞作用。

和剝蝕作用是密切相聯的是搬運作用。所有被各種剝蝕力所剝落下來和扯脫下來的礦物質就由風、流水、流冰（冰川）、海流、海浪承托起來，帶到了離開原地極遠的地方去。礦物質這樣從一個地方搬動到另外一個地方的現象就是地質作用中的搬運工作。由於搬運力的不同，搬運作用可以分做風力搬運、河流搬運、海水搬運和冰川搬運。

一切礦物質在地面上經過一段或長或短的長期搬動以後，就到了

❶ 有些學者對於這種過程——剝蝕（денудация），採用另一個名詞——剝削（обляция）。

一種環境，搬運這些礦物質的力不再起作用了。搬運過程結束以後就開始了下一步的地質作用——堆積作用或者叫沉積作用。地球上無處不在進行着堆積作用。每一陣雨後，雨水洗刷出去的泥沙就在坡兒的低處或坡兒的底下堆積起來。每一陣風暴過後，吹到天空上的塵埃就慢慢落到地面上來，掩蓋了萬物；河水跌落的時候，河底潮水就形成了沙灘；潮水退了，海岸上就留着有捲來的沙等等。然而所有這一類的堆積都是暫時性的；再下一陣雨又會把上一次堆積在坡兒上的物質再冲到更低的地方或者一直帶到河裏去；再起一次風，塵埃又要飛到天空上；下一次河水漲起來，沙灘又要開始活動；海浪再起來的時候，又會把堆積在海岸上的沙再捲回去，如此等等。

只有在這種情形，就是當大陸上存在着一些封閉的地區，搬運力從這裏找不到外出的道路了：好比在大多數的沙漠裏，河水到這裏，流着流着就不見了，到不了海裏，而且風也是有地方性的——在這種情形，陸地上就出現了一些沉積區域，到這裏搬運過程算得到最後完成了。不過這種地區在陸地上是很少見的。沉積作用的主要舞台還是海底，一到這裏大多數搬運作用就結束了：江河把自己的泥沙送到海裏去，海浪把破壞海岸弄來的物資帶到海底上，風把從大陸上吹來的塵埃放下，兩極的冰川則帶來由它們剝削得來的物質。除此之外，海底同時還是無數化學的沉積作用和生物的沉積作用的舞台。大陸破壞得來的大部分物質都堆積到海底上來，在這裏它們就再也不受那些地質外力作用的煩擾了。海因此乃是主要的、最廣闊的、最經常的沉積地區，而陸地，恰恰相反，乃是各種剝削作用統治的地區，陸地上的沉積作用在極大多數的情形下都是暫時性的，地方性的。

在大氣層覆蓋下的大陸上的沉積作用和在一層海水覆蓋之下的海底上的沉積作用進行的情形是完全兩樣的，因此常常談到大陸沉積和海洋沉積。在海裏，在陸上沉積物同樣有三種形成方式，即：(一)機械的——由岩石的碎屑集聚而成；(二)化學的——由溶液中析出的沉澱

而成；(三)生物的——由動植物的新陳代謝作用而成；因此大陸沉積和海洋沉積都有三種沉積作用：機械沉積作用、化學沉積作用和生物沉積作用。

陸地上的機械沉積作用，根據促成沉積作用的各種地質動力的性質可以劃分爲：風力沉積、流水沉積、靜水沉積和冰川沉積。

由於所有這些沉積作用進行的結果就在地球表面上出現了沉積的岩石，構成地球的沉積岩殼。沉積岩形成的時候，起初是一堆鬆散的、沒有粘結起來的物質——沉積物，後來由於內部各種化學作用的進行，沉積物便粘結起來變成了堅硬的岩石。鬆散的沉積物變爲堅硬的岩石的這種作用叫做硬結成岩作用（диагенез）。

內力作用也分做好些種：(一)造陸作用，(二)造山作用，(三)變質作用，(四)火山作用，(五)地震作用。

屬於造陸作用的是一種大片陸地的長期的昇降運動，包括大陸的上昇與下降，因而促成了海陸輪廓的改變，出現了海水的進襲(海侵)與後撤(海退)。

所謂造山作用就是指使地層失去正常(水平)層位並且把它們縮成褶曲、造成逆掩構造和斷層的作用，由於這種作用的結果，地面上便出現了山脈和平頂山地。

變質作用和造山作用密切地結合着：當地層下降到了地殼很深的地方的時候，岩層就從地面上的或水底下的物理化學的環境進入了一種溫度很高、壓力很大的環境；因爲這種情況的改變，岩石就受到了再結晶化的作用，結果岩石裏出現了新的礦物，新的組織，新的結構。正和這種情形一般，岩石在和深成火成岩接觸的地方，受到從地球內部出來的氣體和熱液在岩石裏滲透的影響，也就起了變化。所有這一切的變化，即無論是沉積岩還是火成岩在高溫高壓和地下深處的化學反應劑的影響之下所產生的這一切的變化，歸總起來就是變質作用。火山噴發，火山的形成，熔岩的湧出以及從熔岩中形成火成岩，其他各種

火山噴出物——如火山灰、火山滓、各種氣體的形成，以及類似的隨着火山噴發而伴生的各種現象——歸總起來就是火山作用。地下的岩漿溢出有時候特爲分出來叫做深成岩作用（плутонизм）。

地下動力表現爲地殼的震動的——無論是在陸地上還是在海洋裏——這種地殼震動的表現形式、震動傳播的情形和震動的後果，歸總起來就是地震作用。

所有以上列舉出來的各種地質作用可以用第 165 頁上表格的形式來分一下類。

外力作用

一　風化作用

（一）物理的風化作用

物理的風化作用主要是指岩石當日晒夜冷或者在寒暖季節交替的時候，因爲膨脹收縮不平衡的關係所生的破壞作用。岩石受熱便開始膨脹，因爲熱力向岩石內部滲透很慢，所以岩石外部比內部表現的影響要大。因岩石各部分受熱不均就促使岩石炸裂成石塊，這種作用在晝夜或寒暑季節冷熱交替的時候更加顯著。太陽一落，岩石表面就冷下來開始收縮，逐漸由外向內冷縮到一定深度就遇到了因爲白天晒熱殘餘下來的膨脹作用。岩石各個不同部分這樣同時又脹又縮的結果，岩石就崩裂爆碎得更利害。在寒暑季節交替的時候，情形也是一樣，不過風化的程度更要深些，因爲地層所受夏熱冬冷的深度自然比受晝夜溫度的影響要大得多。

岩石因爲這樣形成的裂隙就愈來愈崩碎成更小的石塊兒。如果岩石是在一塊平坦的地方或者坡度不大的地方被風化的話，那麼崩落開

地質作用總表

- 外力作用
  - 一　風化作用
    - (一)物理的風化作用
    - (二)化學的風化作用
    - (三)生物的風化作用
  - 二　剝蝕(剝削)作用
    - (一)吹颺作用(吹蝕)
    - (二)磨刷作用(磨蝕)
    - (三)侵蝕作用
      - 甲、洗刷作用
      - 乙、冲刷作用
      - 丙、潛蝕作用(蛀蝕)
      - 丁、殘蝕作用(腐蝕)
    - (四)衝蝕作用
    - (五)刨刮作用(刨蝕)
  - 三　搬運作用
    - (一)風力搬運作用
    - (二)河流搬運作用
    - (三)海水搬運作用
    - (四)冰川搬運作用
  - 四　堆積作用(沉積物的形成作用)
    - (一)大陸堆積作用
      - 甲、機械堆積
        - (1) 風力堆積
        - (2) 流水堆積
        - (3) 靜水堆積
        - (4) 冰川堆積
      - 乙、化學堆積
      - 丙、生物堆積
    - (二)海洋堆積作用
      - 甲、機械堆積
      - 乙、化學堆積
      - 丙、生物堆積
  - 五　硬結成岩作用
- 內力作用
  - 六　造陸作用
  - 七　造山作用
  - 八　變質作用
  - 九　火山作用和深成岩作用
  - 十　地震作用

來的石塊就會形成一片所謂"石頭攤"(каменная россыпь)或者叫"亂石攤"(каменный хаос)(圖 51)。如果山坡大或者是絕壁風化出來的石塊便在山脚下聚積起來,形成所謂"倒石錐"(конус осыпание),常

常會一直高到山坡頂上，看起來好像山崗是被構成山崗的岩石破壞以後所形成的石塊埋起來了一般(圖 52)。

岩石受物理風化的時候不光是破裂開來，崩碎成塊兒，也會破裂成



圖 51 濱極區烏拉爾山頂上由花崗岩大石塊構成的亂石攤(C.Г.薄奇攝)。

爲組成這種岩石的各種礦物。組成某一種岩石的各種礦物的膨脹係數是不相同的，因此在受到熱冷以後礦物各個膨脹縮小的程度也就不同，因而彼此相對錯動，削弱了分子之間的吸引作用。好比，拿花崗岩來說，花崗岩裏面的正長石和石英的膨脹係數是這樣的。

0.3 公尺長的正長石條能長出 0.0000026 公尺，

0.3 公尺長的石英條能長出 0.000004 公尺。

或是受冷或是受熱，這兩種礦物就要彼此錯開到它們的膨脹係數之差那樣的距離，因而削弱了彼此間的連接力，最後連接力完全失去，全部花崗岩的組成部分逐漸分崩離碎，而堅固的岩石就變成了一堆散的礦物，叫做石屑(дресва)。

只要有岩石曝露在光天化日之下的地方，就會有物理的風化作用

在進行。不過這種作用破壞岩石的程度並不是任何地方都是一樣利害的，也並不是所有岩石受這種作用的影響都一樣。



圖 52　倒石錐(K. K. 馬特維耶夫攝)。

能够晒熱得很利害的岩石比吸熱性低的岩石就破壞得快。顏色深的岩石比顏色淺的熱得也快，冷得也快，因此顏色深的岩石也就比顏色淺的岩石風化得快了。但是岩石所含潮濕度的影響很大：深顏色的岩石含潮濕度大的比顏色淺但是乾燥的岩石會熱得少。岩石表面水蒸汽的蒸發作用大大地降低了岩石表面的溫度，一直可以蓋過顏色深淺的影響。植物影響岩石受熱程度也正和潮濕度的影響一樣，因爲植物能促使土壤的蒸發加快。這樣一來，有植物遮蓋着的土壤比沒有植物遮蓋的土壤就要涼得多了。

岩石的顆粒大小和岩石的成分對風化速度的影響也很大。顆粒粗大的岩石比顆粒細小的總是風化得快，而由各種不同顏色的礦質所組成的岩石或者說雜色的岩石就比顏色純的要容易風化。同時呢，岩石

的顏色雖然很純，但是礦物種類不一，就不如顏色又純，又有單一的礦物成分的岩石更能够抵抗風化。

但是影響物理風化速度最大的還是氣候。晝夜之間，寒暑季節溫度相差得愈懸殊，岩石的風化物理作用也就愈强烈。

溫度最懸殊的是在乾旱帶。中央亞細亞一帶在君士坦丁堡這樣高的緯度上八月間夜晚氣溫跌到 0°，可是白天就能昇到 40—45° C；在薩哈拉沙漠裏白天空氣烤熱到 53° C，而夜裏能冷到 −8° C。在南美阿塔坎瑪沙漠裏，冬天夜裏氣溫冷到 −12° C，而白天能熱到 +37° C，就是夏天這個地方的晝夜溫差也能達到 50° C。

岩石比空氣熱也熱得多，冷也冷得快。比如在阿富汗，中午空氣溫度在 33°—36° C 的時候，土壤會熱到 64.5°—70° C，而晚上就能降到 26° C。在卡拉·庫姆沙漠裏白天空氣溫度在 43° C 的時候，沙子能熱到 80° C，而夜裏就冷到了 18° C。照 B. A. 奧布儒契夫的話說，中央亞細亞，特別是南部一帶到處是流沙和石漠，夏天沒有風的時候就成了火熱的爐子。這些地方岩石表面白天能熱到 60—70° C，簡直手就拿不了，而晚上溫度能跌到 20°—25° C。冬天的時候，白天岩石雖不會熱過 15°—20° C，可是夜裏却要冷到 −20° 至 −25° C，有些地方甚至冷到 −40° C。

岩石由於在這樣懸殊的冷熱變化影響之下，結果，在氣候乾旱的地方所有岩石都已經嚴重破壞，裂隙壘壘，成了一個個的碎石塊兒了。岩石受物理風化作用的影響崩落下來的尖石塊兒常常蓋滿了整個石漠的表面。在阿塔坎瑪荒漠裏，打黃羊的獵人要給獵狗穿上靴子，不然獵狗就動不了步，因爲這個荒漠上滿蓋着和刀一般尖的石塊兒。傅拉斯在非洲卡伊兒一帶當太陽落了以後能親眼看到這種尖石塊兒怎樣在形成：因爲太陽一落，很快冷下來，石頭就在他的脚底下炸成了尖塊兒。

熱帶裏雨水大大地推動了物理的風化作用，因爲熱帶的雨常常總是暴雨的性質。雨水的溫度通常比太陽晒熱的岩石要低，這樣突然傾

瀉下來的雨就產生了一種和水剛流到澡池裏燒紅的石頭上一樣的作用。傾瀉下來的暴雨，大部分立刻化作蒸汽，因爲雨水蒸發使岩石急劇變冷，引起了組成岩石的礦物的不平衡收縮，這樣一來，岩石就紛紛成了石屑。熱帶滂沱大雨的這種作用正是熱帶岩石的風化作用爲什麼會達到非常深——遠比其他任何氣候帶深得多的地方的原因之一。根據鑽探的結果巴西的片麻岩受風化作用破壞的深度一直達到了 200 公尺。



圖 53 雅庫茨克州北部烏拉汗西斯山支脈中的石墚子(K. A. 沃樂索維奇攝)。

物理的風化作用在沙漠裏表現最劇烈，然而在所有其他各種氣候帶裏也是同樣有表現的。比如極區探險家德里加爾斯基就寫過，在格陵蘭岩石被太陽晒熱得非常利害，雖然氣溫總是很低。因此沒有給雪或冰蓋起來的石巖就熱得很利害，而且，要是打這種石巖上走過的時候，脚底下常常會發出一種空洞的回聲，這是因爲岩石受熱的一層外殼脫離了比較冷的內部，在外殼下面形成了空的地方。如果這層外殼剝落了，物理風化作用就繼續深入到石巖更深的部分，石巖就會得到一個稀奇古怪的外貌，像圖 51 所表示的那樣。

在溫帶地方，因爲有一層密密的植物覆蓋着，物理的風化作用主要表現在山岳地帶，光禿的山頂上和陡坡上常常滿滿地蓋着物理風化的產物，同時石塊的個兒也從山頂上向倒石堆的脚上愈來愈小；倒石堆常常在平原地上也有，只要平原地上能有適於做成倒石堆的物質的話。圖 54 表示勒拜城郊外的一塊花崗岩頑石，體積在 8.5 立方公尺左右，在溫差變化的影響下，崩開成三部分了。



圖 54 勒拜城附近受物理風化影響而崩裂開來的花崗岩頑石。

物理風化作用除了溫差變化的影響以外，還可以因爲其他許多原因而產生。比如在乾旱帶裏非常劇烈的破壞岩石的作用是因爲岩石所含的鹽分的關係。鹽類有很大的潮解能力，夜間從空氣裏吸收進去一部分水濕。水濕順着毛細管滲透到岩石的內部，溶解了沿途所碰到的鹽類。白天在烈日的烤晒下，水濕從岩石中蒸發出去，原先在溶液裏的鹽類隨之結晶起來。所生出來的結晶體對岩石表現着一種撑脹作用，這樣一來岩石就崩裂成一個個的石塊兒了，可是就在石塊兒的面兒上常常還可以看出促使石塊兒崩開的鹽類小晶體的劈裂作用的痕

跡。

潮解性鹽類在乾旱帶所做的那種工作，在我們氣候寒冷的地帶就由冰霜來進行了。

雨水和雪化水順着裂隙和毛細管滲透到所有的岩石裏。甚至像花崗岩那樣堅固的岩石往往也可以看到會有水從裏面一滴滴透出來。冬天的時候岩石一冷得利害，所含的水份就變成了冰。水從液態轉變到固態的時候體積要膨脹 1/11。這樣所生的力非常大：一克水結冰時能做工每公尺 35 公斤，等於每平方公分上有 960 公斤的壓力。如果岩石含的水份非常多，變成冰的時候所生出來的動力作用的大小超過了岩石抵抗破裂的强度的時候，岩石就會崩裂成一個個的石塊兒了。這種現象初春時節在山岳地帶裏看得最明顯不過了，那時候冰雪化成的水滲透到岩石裏以後，夜裏就結起冰來，白天又化了。岩石被水結冰劈開以後，夜間因爲中間有冰連結着，還可以維持原狀，可是到早晨冰化了以後就開始解體，發出山崩地塌的響聲。

（二）　化學的風化作用

化學的風化作用是指岩石在水的和各種含水溶液的化學作用影響下所起的破壞作用。

水是地面上最重要的和最普遍的化學作用劑。地面上水的總量按容積說在 13 萬萬立方公里，而按面積說水佔有全部地面的 71%。每年大約有 10 萬立方公里的水從海洋上蒸發，變爲雨水轉運到大陸上。這樣大量落下來的雨水不只對岩石起着機械的破壞作用，摧毀着岩石，溶解着岩石，並且和岩石結合成爲化合物。

想證實水的溶解能力是非常容易的。水本身是中性的，可是不妨把水和要試驗的礦物粉末混合起來，特別是加熱以後，那時候水就會顯著地表現出酸性或鹼性來——這就是說，有一部分溶解到水裏了。絕對不溶解在水裏的礦物和岩石是不存在的。甚至像滑石和鎂雲母這些

彷彿是不能溶解的礦物,也是能溶解的:按重量說,一份滑石能溶解在11.5萬份的水裏,一份鎂雲母能溶解在34萬份的水裏。

純水對礦物質的作用可以有三種反應:第一、水化作用,第二、溶解作用,第三、水解作用。

水化作用 所謂水化作用就是水份和某種物質的結合,而且結合時,水份是化學地、有一定份量地加入到物質的成分裏,成爲所謂"組成水"(конституционная вода),而改變了礦物原有的分子。"組成水"和潮解水不同的地方,在於潮解水滲透到岩石裏的份量是不一定的,是機械地順着毛細管滲透進去的,而且加熱到100° C的時候,很容易就可以趕出來了;可是要把組成水從礦物成份裏析出來就很難,而且溫度要很高(400°C以上)。

硬石膏變成石膏的現象可以做爲化學的水化作用的例子:

硬石膏　　　　石膏

$$CaSO_4+2H_2O=CaSO_4\cdot 2H_2O$$

斜方晶系　　　　單斜晶系

溶解作用 受到溶解作用的時候,礦物體就到了溶液裏,不變改自己的化學成分,這一點可以用蒸發方法趕去水份得到證實:比如食鹽溶解在水裏,蒸發的時候或者使溶液過飽合的時候,就重新結晶出來,沒有改變成分。

水解作用 有些物質溶解到水裏的時候,構造就也破壞了,這種現象就叫做水解。水本身是中性的,然而雖說程度很低,還是有離解的能力;確實地說每1250萬立升的水裏就有一個克分子的水——也就是18克的水——處在離解的狀態,成爲 H′ 和 OH″ 離子。既然氫離子是酸性溶液所特有的,氫氧離子是鹼性溶液所有的,那麼水可以說同時具備了雙重的性質:非常弱的酸性和非常弱的鹼性。如果一種由強酸弱鹼或弱酸強鹼化合而成的鹽溶解在水裏的話,由於這種鹽類在溶液中的離解作用,在第一種情形下,水的氫離子與酸離子結合而成不分解的酸

分子，在第二種情形下，水的氫氧離子和鹽基結合，形成不分解的鹼分子。既然組成岩石的礦物大部分都是强鹼和弱矽酸的化合物，那麼礦物鹽類的分解和水解作用就是自然界中很普遍的現象了。比如正長石經過水解可以得到高嶺土：

$$K_2Al_2Si_6O_{16}+3H_2O=2KOH+H_4Al_2Si_2O_9+4SiO$$

溶液的作用　純水對於礦物質的作用就是這樣的，但是從天上落下來的雨水通常雖然爲量有限，總含有一些從空氣裏吸收進去的溶解物。每一立升雨水含有：

CO_2——1.5—4.47 立方公分

NO_2——0.2—0.8 毫克

Cl——1.4—4.0 毫克

SO_3——2.0—4.0 毫克

NH_3——0.5—1.2 毫克

這些化合物在雨水裏一部分是成爲酸的形式——H_2CO_3，HCl，H_2SO_4，HNO_3，一部分成爲銨鹽。別看雨水裏所含這些反應劑的份量很小，它們在岩石的風化過程中所起的作用却很大，因爲它們是源源不絕的。上面所說的幾種酸類當中，第一位重要的要推碳酸了。水裏面溶解了碳酸就增大了物質的溶解度：例如按重量算，一份方解石可以溶解在 1000 份純水裏；同是 1000 份重量的水如果含有碳酸，就可以溶解 10 份方解石，白雲石 $CaMg(CO_3)_2$ 比方解石是更難在純水裏溶解的，但如果含有碳酸，1000 份水也可以溶解 3 份白雲石。此外碳酸從礦物質裏奪取鹽基，對礦物起着破壞作用：

$$\underset{\text{正長石}}{K_2Al_2Si_6O_{16}}+H_2CO_3+2H_2O=K_2CO_3+\underset{\text{高嶺土}}{H_4Al_2Si_2O_9}+\underset{\text{複矽酸}}{H_2Si_4O_9}$$

像上面說過的，正長石經過水解作用可以得到高嶺土，不過有碳酸存在的時候，反應就能更快；正長石受到碳酸和水的作用以後，形成了高嶺土，其次是鹼（碳酸鉀）和複矽酸，複矽酸是不穩定的，又分解成爲氧化矽和水。

硫酸隨雨水的降落量每年每公頃上有 18 到 80 公斤，是沒有碳酸那麼普遍，然而活動能力却比碳酸强。由於這種性質，硫酸在雨水裏相當多的一部分已經與銨結合起來了，成爲一種極容易起交換作用的鹽類，對岩石起着破壞作用：

$$CaCO_3+(NH_4)_2SO_4=CaSO_4+(NH_4)_2CO_3$$

鹽酸也正是這樣。鹽酸的量也相當多——每年每公頃上大約有 16 公斤，大部分結合成 NH_4Cl 和 NaCl 隨雨水降落下來，NaCl 是隨海水的泡沫飛到大氣裏的。氯化銨同樣也

是一種強烈的反應劑，幾乎可以破壞所有的矽酸鹽類，把其中的鹽基變成爲氯化物：

$$K_2OAl_2O_36SiO_2+8NH_4Cl=2KCl+2AlCl_3+6SiO_2+4H_2O+8NH_3$$

硝酸的降落量比較小些，而且差不多總是成爲 NH_4NO_3。硝酸銨因爲含量少，所以在岩石的風化過程中不起作用，而全部消耗到有機物的組成上去了。

水進一步透入礦物體內部，溶解礦物質，破壞它並與它起替換作用，因而所含礦物質更加豐富起來。比如，含有氧氣的水在和黃鐵礦起作用的時候就得到了鐵礬和硫酸：

$$FeS_2+8H_2O+7O=FeSO_4+7H_2O+H_2SO_4$$

硫酸本身就是一種強烈的反應劑，而鐵礬也是很容易起替換作用的鹽類。當雨水對矽酸鹽類起作用時，同樣地生成鹼金屬的碳酸鹽類：K_2CO_3、Na_2CO_3，鹼金屬的矽酸鹽：Na_4SiO_4，氯化物：$MgCl_2$，NH_4Cl 及其他各種鹽類；這些鹽類因具有交換代替作用的能力，本身都是反應劑。在種種反應劑的作用下，化學風化的總的進展情形是很複雜的；但是總的說來，如用人工實驗和在自然界的觀察所指出的，複雜的風化作用的結果正和純水或者是含有碳酸的水的風化作用的方向是一致的。地面上大多數化學反應的方向，歸根到底都是從礦物中趕出鹽基而用水去替代，因而中性鹽變成了酸性鹽類，酸性鹽變成了純酸。可是因爲矽酸、鋁矽酸、鐵酸、鈦酸及其他各種原形酸類在地面上都不穩定，所以就分解成了水和氧化物或者氫氧化物。

析出來的鹽基就被新形成的、在地面上通常的壓力和溫度的情況下是穩定的酸類攫取而去。這時，Na 和 K 主要和 HCl 相化合，一少部分和 H_2CO_3 與 H_2SO_4 相化合，Ca 和 H_2CO_3 與 H_2SO_4 相化合，Mg 和 H_2CO_3、HCl 與 H_2SO_4 相化合，Fe 和 H_2CO_3 相化合。

化學風化的速度和岩石破壞的程度決定於當地的氣候條件。在氣候炎熱，雨水充沛的地區化學風化就進行得更快更完全。岩石一般會風化到很大的深度——常常有好幾十公尺深。化學的變化趨向於礦物的澈底破壞而成爲酸類的氧化物，鹼金屬和鹼土金屬到溶液去了。從礦物裏析出來的氧化矽成爲各種膠體也到溶液裏去了。結晶質的石英由於溫度昇高的時候在水裏的溶解度加大的關係，即使不是全部也是相當多的一部分轉到溶液裏去了。膠體的三氧化二鐵和三氧化二鋁當溫度昇高的時候就結成了膝，殘留在原處成爲一種含水的氫氧化物。

（三） 生物的風化作用

岩石和礦物又因在其中發育滋長的動植物的影響而逐漸破壞，動植物的這種破壞作用既是機械的又是化學的。岩石在動植物影響下所

起的破壞作用就叫做生物的風化作用。生物風化作用進行所在的地層就是土壤。

機械作用　植物對岩石的機械風化作用表現在岩石因受植物根部的影響而崩裂分散的現象上，植物的根相當有力地插入岩石的裂縫中，像楔子一般劈裂着岩石。這種現象可以在山巖上很清楚地看到，山巖上的樹木把根扎到裂縫裏，進而促進山巖的日漸崩裂與倒塌。

地鼠、蚯蚓等動物穿鑿土壤，磨碎土壤，所鑽的洞對於地層也起着同樣的機械破壞作用。

化學作用　動植物的化學作用有兩種表現方式：一方面動植物由於新陳代謝起着化學的破壞作用，另一方面，當動植物死了以後，由於動植物的腐敗所生的產物起着化學的破壞作用。使植物在打磨過的大理石、花崗岩、沙岩、雲母片及其他各種岩石的平板上發芽滋長而觀察它的根部的作用所做的無數次的實驗都證明了植物的根能析出酸液，腐蝕岩石的表面，在根和岩石相接觸的地方留下來一條條的細管和小槽子。

細菌和其他各種微生物對岩石所起的作用也表現得非常強烈。土壤中所含細菌和其他各種微生物的量非常大，大到每一克土壤中有好幾百萬。由於新陳代謝作用，微生物能够析出碳酸，各種有機酸、硝酸和亞硝酸、阿摩尼亞等。所有這些反應劑對岩石都起着強烈的作用。用一種叫 Bacilus extroquens 的桿狀細菌所做的實驗證明，這種微生物能够破壞拿來做實驗用的長石到 3.5%。

動植物死後殘餘在土壤中的植物的根和動物的遺體，細菌和微生物遺體等逐漸在土壤中積聚起來，經過腐敗以後就變成了暗黑色和黑色的膠狀物質，叫做腐植質。腐植質一方面因爲能够在土壤中保持植物滋長所必不可少的鉀鹽、磷質、氮的化合物及各種碳水化物等，所以是土壤的肥力因素，因而具有極大的意義以外，另一方面對礦物和岩石也起着破壞性的化學作用。

腐植質是一種複雜的有機物，成分怎樣到今天還沒有完全研究清楚。其中已經證實的，好比就有腐植酸、檢酸、硬脂酸、草酸、醋酸、檸檬酸、乳酸等許多有機酸及碳酸。所有這些酸或者成爲純粹的酸，或者成爲鹽類，對土壤中存在的各種矽酸鹽、磷酸鹽、碳酸鹽及其他各種礦物起着破壞作用，從其中逐出氧化鋁、氧化鐵、磷鹽、Na、Ca、Mg 等。比如在密閉的器皿中加入腐植酸和 10% 的阿摩尼亞使正長石分解所做的實驗證明，一克正長石在這種情况下經過 64.5 小時就可以全部分解，而分解的結果則在殘餘物中得到了高嶺土。同樣的，根據 К. Д. 格林卡的實驗，鹼金屬的腐植酸溶液對其他各種天然鋁矽酸鹽也能起強烈的作用。在自然界中對長期處在沼澤底上的花崗岩露頭或各種頑石的觀察結果，也同樣證明這種現象。花崗岩裏的正長石受到沼澤裏生成的腐植酸溶液的作用，起初發渾起來，後來就變成了一種白色礦物——高嶺土；高嶺土因爲很容易被冲掉，漸漸離開岩石，因而岩石表面成了許多麻點，好像害過天花一般。

總的說來，生物的風化作用和化學的風化作用所進行的方式是完全相同的，也就是：破壞岩石直至成爲酸性氧化物。這種氧合物由於溫度的不同、土壤中溶液性質的不同以及土壤吸收能力的不同，就或者淋出土壤，或者在土壤中聚積起來。與地面上因爲地理區域不同而不同的這許多情况結合起來，便形成了種種類型的土壤。關於土壤的組成和性質，我們下面在堆積作用一節中再談。

二　剝蝕作用

陸地是各種剝蝕作用活動的舞台。每一種剝蝕作用都是在一定的自然地理氣候條件之下進行的，只有海洋的衝蝕作用能超出一定的自然氣候限制之外，凡是有海水與大陸相接的地方都能發生。

各種剝蝕作用彼此截然不同，因而作用的結果也就不一樣。每一種剝蝕作用都產生一種唯獨它才具有的地形，所以根據這種地形也能

够很容易揣摸到剝蝕力的性質。不過一切剝蝕作用的活動都指向一個方向：它們促使大陸表面的降低而縮短地球的半徑。

（一）吹颺作用（吹蝕）

地面上凡是沒有被植物所覆蓋或者沒有被植物所完全覆蓋的地方，風就成了主要剝蝕作用的動力，這正是氣候乾旱的沙漠和半沙漠（乾旱草原）區域裏所見的情形。

沙漠和半沙漠分佈在一切大陸上，而且不受當地海拔高度的限制。在歐洲，半沙漠位於伏爾加下游一帶；在亞洲，沙漠帶起自高度位於大洋面以下24公尺的裏海岸邊，穿過土耳其斯坦、伊朗、西窪、布哈拉，越過天山、帕米爾、直到中國西藏的沙漠區域和大戈壁；在非洲大陸的北部，舖展着廣漠的撒哈拉大沙漠，隔着蘇彝士運河對峯就是亞洲的阿剌伯大沙漠；在南非有卡拉哈拉大沙漠；在北美有著名的科羅拉多州的沙漠；在南美有阿塔坎瑪沙漠，位於海拔3000公尺的高度上；澳洲的中心為澳洲半沙漠所盤據。

大陸總面積的20%屬於沙漠和半沙漠地帶（即沒有河流外洩的區域），因而也就是在⅕的陸地上，風是佔統治地位的剝蝕作用的動力。

潮濕氣候區域，地面披着一層植物覆蓋層，這就保護了地面不會受到强烈氣溫變化的影響，並且保護地面不會受到風的吹颺作用。因此在歐洲觀察者看來，堅硬岩石竟有可能在空氣流動的影響下而遭受破壞的這種概念是很難想像的。然而對於一個乾旱的、沒有植物覆蓋層的大陸性區域的居民來說，風的摧毁力就並不是什麼希罕的事，因為他差不多沒有一天不能親眼看到，風對堅硬的山巖起着多麼巨大的作用。阿剌伯人一聽到那些從歐洲到埃及來的、對於沙漠裏常見的一些乍看起來實在無法了解的景色還摸不着頭腦的旅行家們問到的時候，照吉肯堡的話說，他們連想也不想一下，就回答說所有這一切都是'埃爾哈哇赫'幹的，也就是都是風幹的。

不過就是在我們這樣的氣候條件之下，也能够找出風的强大摧毁力的無可懷疑的證據。要找這個，就得爬到隨便哪一座古教堂的鐘樓上去，或者爬到一個門窗洞開的古塔頂上去，差不多總可以在這些建築物的壁龕上和內部的牆上找到許多大大小小的風吹成的窪窩，有時候簡直奇形怪狀得利害。這種現象比如就可以很好地在嘉桑城裏的松柏卡塔的上部看到。這座塔還是在十五世紀嘉桑韃靼王朝年間修起來的，塔壁用堅固的古磚砌成，由於年代古老，壁磚已經連結爲一了；內部塔壁上星羅棋布地嵌滿了許多腰圓形的或長腰圓形的、寬大的石口袋一般的窪窩。旣然這些口袋是在塔的內部，又有天棚和塔壁遮住，不會受到雨水的影響，那末唯一能够在硬石頭裏鑿出這許多窪窩來的動力就是從洞開的門窗裏鑽進塔裏來的風了。

風的破壞作用的遺跡，在潮濕氣候區域裏只在例外的情况下才遇得到，而在乾旱氣候區域裏，大地沒有植物的保護層覆蓋着，這種現象就舉步皆是。

請設想一下，假如我們正在沙漠地一片什麼高原的脚下，比如說是在非洲的加拉爾南部高原的脚下，或者在中亞細亞的大巴爾汗或蒙古東部的平台形高原的脚下，或者是在阿剌伯西耐高地的花崗岩壁之前。這些高原就像好幾百公尺的峭壁一般矗立在四圍的平原之上。有些地方高原被狹谷切割了，峽谷常是很窄的，而且有很陡、很高的峭壁。這些峽谷的起源是由於滂沱般大雨的冲刷作用，下雨在沙漠裏是非常稀罕的事，不過一下起來立刻就會有無比大量的雨水傾瀉到地面上來。這種滂沱大雨常常總是下在高原的邊緣一帶，因爲這裏阻止着雨雲的運動。突然傾瀉到高原上的水流在高原的邊沿上造成了山溝和壑子，水流順着山溝和壑子奔騰而下。雨過以後，風就開始了工作。一吹進壑子裏，風就從壑子的壁上和底上刮起極細的岩石顆粒，而把它們帶到離高原非常非常遠的地方去。除了這個以外，山巖還要遭受物理風化和化學風化的破壞作用，結果溝底上就堆集了許許多多岩石的碎屑，碎屑

一直停留在這裏，直到風來把它們吹走。新下一場雨又把停積在平地上的浮土洗去，這樣就幫助了風的工作。壑子擴大起來，逐漸變成了狹谷。隨着壑子的擴展，吹進壑子裏的風便愈來愈多，因此吹揚作用的速度也日益增大起來。狹谷也就慢慢兒地、漸漸兒地往長處、深處、寬處長大起來(圖 55,а 和 б)。

可是不管這種叫做所謂‘岱地’(вади) 的風成狹谷如何增長，在它的一切發展階段上都是和潮濕氣候帶由河流所形成的狹谷是截然不同的。河流狹谷，或者說河谷，在平面上是一種楔子的形狀，同時它的最窄的地方是在河流的源頭上。河谷的底有着順河水流動方向的、多少是一致的傾斜。河谷的壁只有在河的上源才是差不多壁陡的，而往下就愈來愈平緩了。河流的邊谷和主谷相滙合的時候成銳角，成直角的情形很少見，因此整個河谷體系成一種樹枝的形狀。

這一切如此習見的河谷的特徵，我們是不會在‘岱地’裏

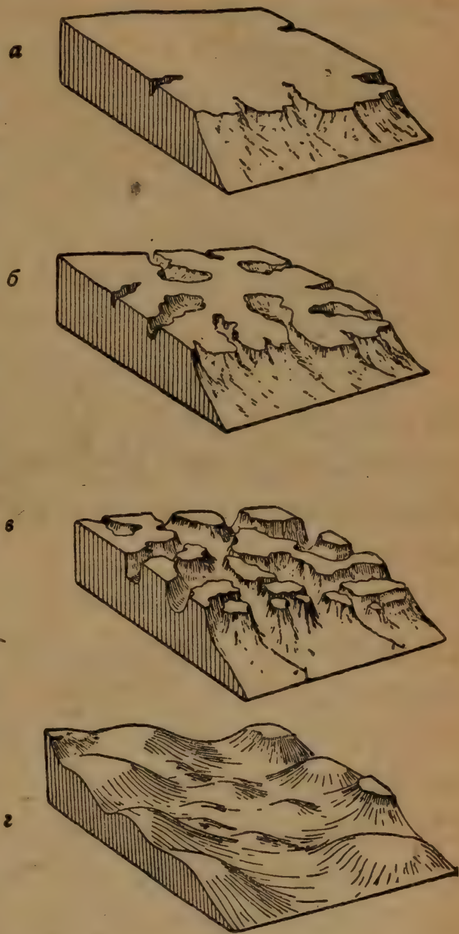


圖 55　沙漠中平台地的吹蝕作用概略圖：

а— 最初侵蝕壑子的形成；б— 侵蝕壑子因吹揚作用的擴展現象及岱地的形成；в— 岱地的增長並將平台地分割爲孤島式的高地；г— 平台地的吹蝕作用達到了緩緩起伏的平原階段，平原又向盆地轉變。

碰到的。‘岱地’並沒有什麼任何一定的形狀，而是忽而縮成狹窄的壕溝，忽而擴張爲寬廣的谷，忽而又變爲開闊的‘圍場’(амфитеатр) 而圍着陡峭的或者階梯式的壁。‘岱地’的底是不平整的，有許多窪坑和高崗，還有許多陡起陡落的台階和陷阱。‘岱地’的底也沒有一個一致的傾斜坡而且在中部和源頭處往往比在它出口一帶還要低些。‘岱地’的壁大部分都差不多是完全壁陡的，只是在壁的底部才有從壁上崩塌下去的石塊所形成的倒石錐和倒石坡。不過有些地方，特別是在‘岱地’形成圍場的地方，‘岱地’的壁就有了一種階梯狀的構造，或者甚至變得平緩起來。

構成‘岱地’的壁的岩石，在風的鏇鑽作用的影響之下，表現出種種稀奇古怪的樣子。沙漠裏差不多所有的石巖都表現有鑿出來的和爛成功的網眼兒、窪窩兒和空洞。這些有的口兒非常小，遍佈着這種小口兒的石巖就像蜂子窩一樣，有的口兒非常大，而成爲一連串的山洞（圖56)。

A. A. 安德儒索夫在小巴爾汗一個這樣的山洞裏找到了一整堆遊牧人的什物：遊牧人住的活動帳棚之類。這種空洞有的向裏傾斜着，這時候就起名叫‘石口袋’。

有些地方風的吹颳作用引起在岩石裏形成了長槽子，頂上緊蓋着探出來的‘石簷’(圖 57)。

沙漠裏極其强烈的物理風化作用和稍許不太普遍的化學風化作用更大大地幫助了風的剝蝕的工作。根據 B. A. 奧布儒契夫親眼見到的，在中央亞細亞十分新鮮的岩石表面上全佈滿了眼力所不能察覺的裂痕，拿小鎚子輕輕一敲就可以發現了：看起來很好的、完全沒有毛病的石巖，一敲之下就崩裂成了有尖有稜的碎塊，碎塊再一敲又裂成爲更小的塊兒四散飛開；再繼續崩碎下去岩石就變成了塵土，隨風吹去。東方旅行家傅拉斯說，在牟科塔牟用小鎚子敲打大石塊會產生一種我們所完全料想不到的作用：鎚子一敲就轟轟地響，彷彿就像在空洞上敲打一

般；大石塊的硬殼從外面開了一個口兒，而裏頭，由於化學的風化作用，

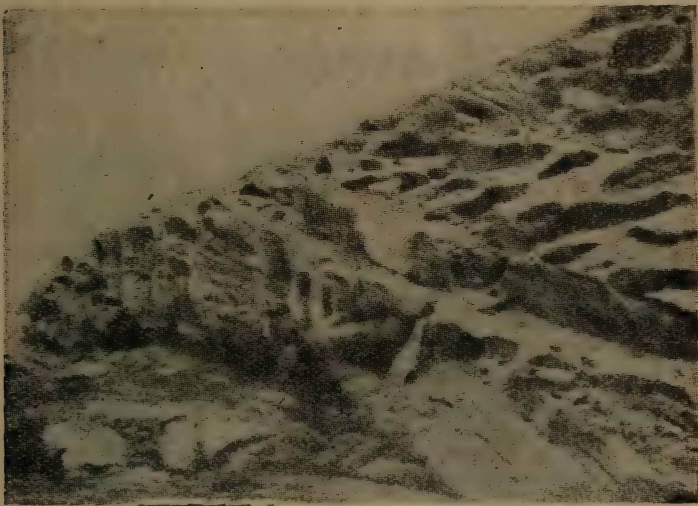


圖 56　小巴爾汗山被風吹成的山洞(那茨基攝)。

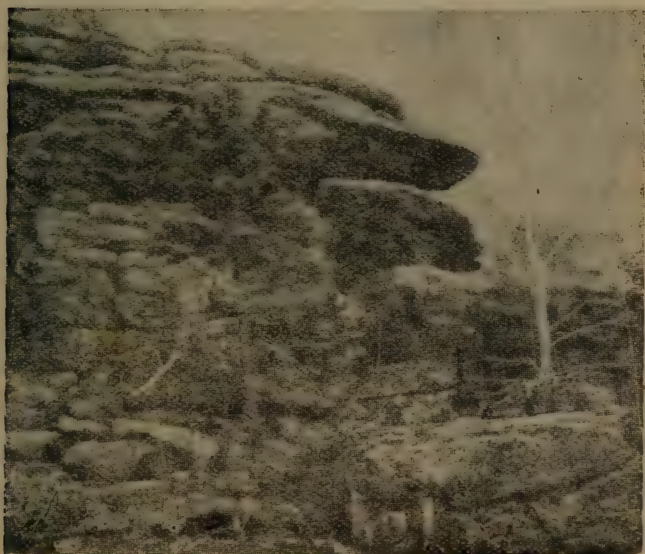


圖 57　哈薩克斯坦花崗岩中的石簷(B. II. 德若保夫攝)。

石頭原來已經風化、軟癱，已經變成了粉末。如果有風鑽透了岩石外表的硬殼，那末簡直不費吹灰之力，就可以把裏頭礦物質的粉末帶出去，而在原處便剩下了一個空洞。這樣就形成了內部空虛的石頭，活像爛牙一般(圖 58)。

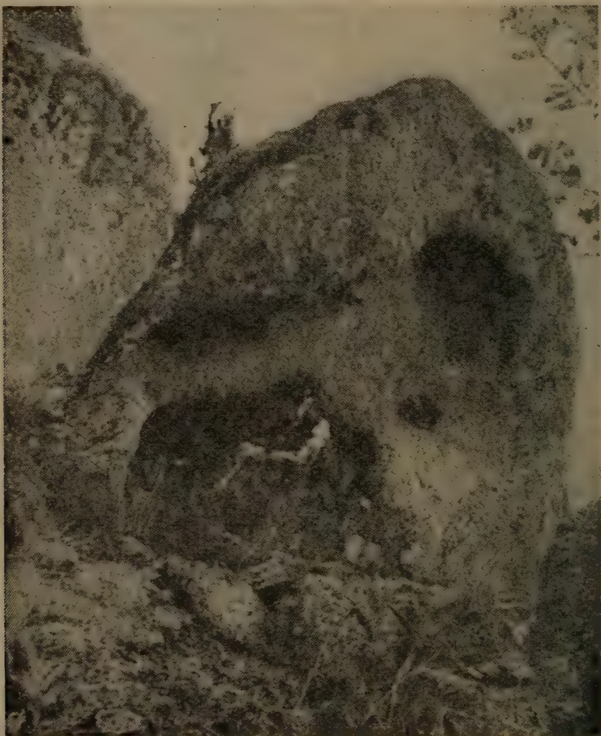


圖 58 哈薩克斯坦科克切塔夫區花崗岩中的石"爛牙"(B. Н. 德若保夫攝)。

有時候吹蝕作用從'岱地'的壁上分隔出一些石巖和巉巖來，這些也都有許多五花八門的形狀。高大莊嚴的石柱和塊然碩大的石桿子到處分佈在岱地的兩側和底上，離開'岱地'的壁遠近不一。如果石柱子頂上有比底部更結實的岩石，那末，由於頂部岩石和底部岩石對吹揚作用抵抗能力的不同，就形成了'石蘑菇'(圖 59)、'石雀子'、'球形柱'等

等。

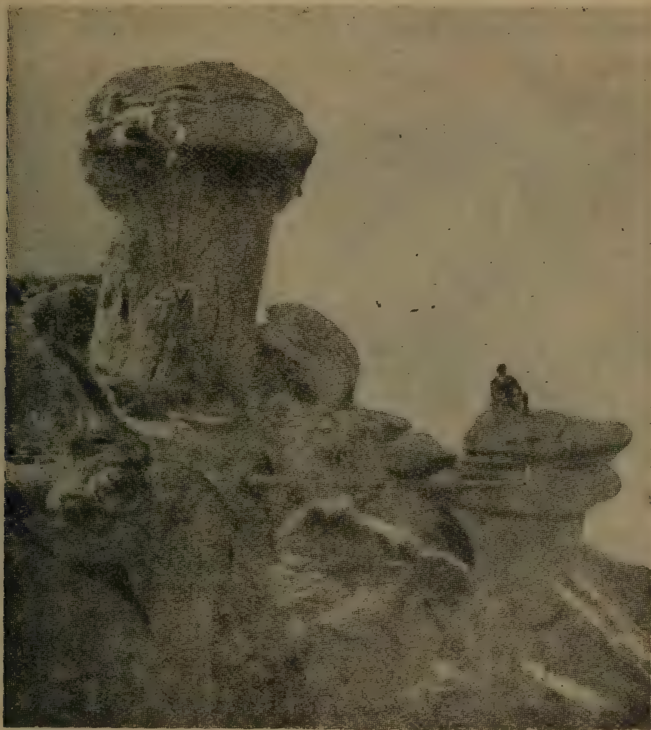


圖 59　哈薩克共和國莽隔施拉克山上的石蘑菇(M. B. 巴雅茹納斯攝)。

有些地方風差不多全部把比較不太結實的岩層都從大石塊的下部吹光了，結果大石塊弄得只是通過極少極少的一小部分依托在自己的基礎之上。當這一部分一旦縮小到只有一線或者一點那麼大小的時候，這種大石塊要不就是從柱基上垮下來，要不就是——如果重心和支點還在一條線上的話——變成了‘搖擺石’，風一吹動，就搖擺起來。

常常從主岱地還岔出一些邊岱地來，和河流的邊谷不同的是:邊岱地與主岱地滙合所成的角度是極其不一致的，並且也沒有逐漸尖滅(向源頭楔入)的形狀。邊岱地也和主岱地一樣，是由一連串緊縮的地方和比較開擴的部分構成的，頂頭上或者是個死胡同，就像莫斯科的某些街

道那樣，或者甚至打一個或多或少是規矩的灣兒，又重新回到了主岱地裏。總的說來，整個岱地體系的分佈是非常複雜的，很像一張亂網或者一個迷魂陣。



圖 60　哈薩克共和國阿克莫林區的花崗岩石奶牛(B. Π. 德若保夫攝)。

一個個的岱地在它們發展的初期彼此相隔是很遠的，可是，隨着岱地的生長，貫入岱地裏的風的吹揚力量也壯大起來，岱地加長了，岱地的壁隔遠了，'圓劇場'擴展了，邊岱地的數量也增多了。同時，相隣兩岱地之間的空間逐漸縮小，分隔岱地的高地逐漸降低，而一旦個別不相連的岱地在源頭上滙攏了的時候；那末山岳地帶便劃分成了島嶼式的高地。'島嶼'愈來愈單薄，逐漸變成了狹窄而陡峭的石壁，風在石壁上又做了些缺口；每一個缺口又逐漸擴大，因此石壁的不相連接的部分彼此便愈來相去愈遠，並且變成了石柱的形狀，叫做'殘跡'。

這種殘跡特別是常在受吹揚的高地的週圍上看得到。它們的個兒隨它們離高原被割切開的部分愈遠而愈小，而其中最遠的難得比四圍的平原能高出多少。殘跡之中可以看出有在形成過程中和在破壞過程中的所有各個階段的代表。最靠近高原的一些，按高度看和高原幾乎

沒有差別，而離高原最遠的就漸漸趨於烏有。殘跡無休止地一面自高原分割出來，一面逐漸消失而爲另一帶的殘跡所替代，新的殘跡形成一支更緊的箍套着高原。隨着殘跡不斷分割出來，地面就日益破壞得利害了，而一旦最後的中央殘跡也隨風吹去的時候，代替以往的高原的，出現了古代山岳的岩石基礎，形成了緩緩起伏的地面，上面滿鋪着由比較堅硬些的岩石受吹揚作用而分裂出來的碎塊。這麽着就形成了一種最無生命氣息的、死氣沉沉的叫做'汗馬搭'(石漠 гаммада 撒哈拉西部)。

消滅了高原以後，吹揚作用並沒有終止，風還是繼續着進一步的工作，愈來愈深地破壞着古代山岳的岩石基礎，因而老山地就漸漸兒地變成了無水流洩出的小盆地或窪地。這種風吹出來的小盆地在中央亞細亞非常多。有些小盆地裏吹揚作用達到了這樣的深度，以致於小盆地的底降到了海面以下，好比就像在利比亞大沙漠的綠洲裏所看到的那些，——低於海面 20——70 公尺，以及在阿爾及利亞的緯度上和撒哈拉西部的那些——低過海面到 32 公尺。

澳洲西部無水流外洩的小盆地多得如果把這些小盆地都灌滿了水的話，那末就要出現一種像芬蘭那樣的湖泊景色了。在後裏海區域的紅水城高原上也有很多風吹出來的窪地。

關於吹揚作用進行的速度，可以根據下面的實例來推斷。在蘇彝士運河上的孔匋爾附近，古代建築物的地基露出 12 公尺來了，這相當於每一百年 17 公分。在台爾·奈伯斯亥赫附近 2000 年間吹揚去了 2.5 公尺的一層地皮。在埃及的大福納附近，高度自 10 到 12 公尺的山崗子在 2000 年之間就被風吹光了。

(二) 磨刷作用(磨蝕)❶

❶ 磨蝕 (Корразия) 指岩石碎塊因在搬運力的影響之下不斷悸動所產生的磨、刷、擦、刮等作用。這些作用改造着河槽、冰川的底、海濱的石巖等，不過主要的是，改造沙漠裏的岩石。

當沙漠裏起來風暴的時候，無數沙粒飛上了天空，狠狠地打擊着任何一個障礙者。沙粒的打擊力量常是多麼强大。可以照這種情形來判斷：就是放在風沙的作用之下的玻璃，很快就變毛了；打磨過的上了漆的傢具失去了光彩，而電線則愈來愈細，以致於過不了幾年就再也支持不住自己本身的重量，終於崩斷了。

長期遭受飛沙作用的岩石也同樣要受磨消的影響。風沙磨刷作用明顯的例子要算位於吉則赫金字塔不遠的獅身人首像了。這座獅身人首像是從一塊整料的石灰岩彫出來的，只有它那碩大的脚掌子是磚砌的(圖 61)。在它四千年的存在期間，不斷地遭受着由沙漠裏吹來的風沙作用。有些時候，飛沙掩埋了這座古彫像而不得不一次又一次地把它挖出來。由於風沙磨刷作用的結果，獅身人首像當年那平滑的表面如今滿都蒙上了深而平的、寬到一公尺的槽子，代表着構成石像的石灰岩裏的比較軟弱的岩層。

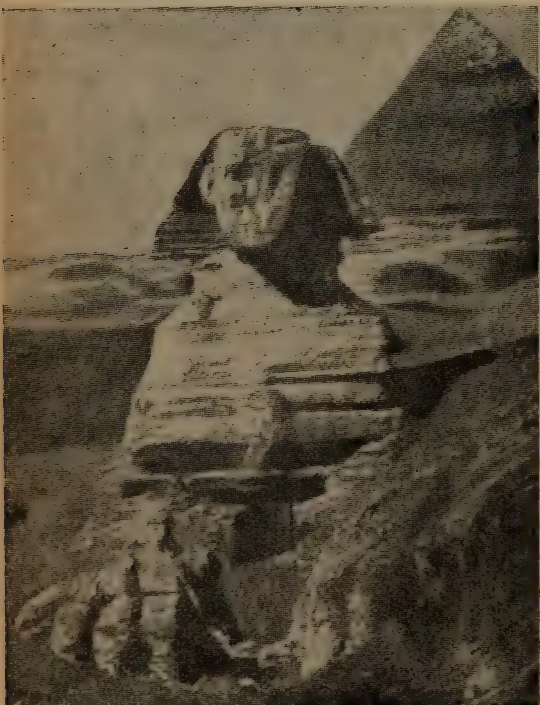


圖 61 吉則赫金字塔附近獅身人首雕像受風砂磨刷作用剝落的情形。

如果岩石是由不同的礦物組成的話，好比像花崗岩，那末由於各種礦物抵抗沙粒襲擊能力的不同，岩石就變得和蜂子窩一樣，或者，如果礦物是成條帶狀分佈着的(如片麻岩)，就出現了許多槽子。岩石性

質一致，磨削作用的進行就是平衡的，而岩石便獲得了一些光彩，彷彿粗粗打磨過一般。飛沙的磨削作用最顯著地表現在位於地面上的、遭受着無數次最粗大的沙粒襲擊的石頭身上；這種最粗大的沙粒當大風來了的時候，就形成了順地面爬動的大小沙流，時而分出好些支，時而又滙合在一起。沿途遇着有石頭了，沙流就貼在石頭的邊兒繞過去，因此石頭逐漸被磨削了而獲得了平滑的面，面與面之間則隔着尖稜。這樣子就出現了風成帶稜石。風成帶稜石的面和稜的多少决定於石頭的原始形狀，而風向如何，在這方面只居次要地位。

在那樣的情形，即如果石頭是紡綞的樣子，而尖頭衝着風向的時候，那末被尖頭破開的飛沙就分成了兩股沙流，縫着石頭的兩側流動，因而石頭的側邊受着磨刷和打磨的作用就成了面的樣子，而逐漸擴展起來，彼此碰了頭，形成了一個邊或者叫稜。風從正相反的兩個方向頂着吹的時候，也會出現完全相同的現象。如果風順着和石頭的長軸成 90° 的方向吹動的時候，那末這種風趕來的沙，直直地打擊着石頭的側邊，把石頭和它頂撞的這一方面磨刷成了平面；如果也有風對石頭的那一個側邊也作用着，那末在石頭的側旁上逐漸發展的平面，一旦相遇就造成了和石頭的長軸方向一致的稜。而如果風向並不和石頭的邊正垂直，而是有一些斜交的話，那末稜的形狀就不規矩了。這樣子便從紡綞狀的石頭形成了雙面石——單稜石。

如果石頭有一個近乎三角形的底，那末在各種風向之下，由於沙流在三個尖角上劃開的關係，就要產生從三個方面磨刷石頭的作用，石頭因而有了三個面和三個稜，就是說變成了三面石或三稜石。同樣的，從有四方形的底的石頭就得到了四面石等等。

風成出稜石的稜數和面數决定於石頭的底的輪廓：底的每一個尖角，將來就生出一條脊，而每一個方面，將來就是一個面(圖 62)。

磨蝕作用表現在岩石身上的顯然只能達到這樣的高度，即風吹沙子所能達到的高度。因為沙子就是當強風掃來的時候，也只能昇到有限的高度（飛到 3.05 公尺以上的就只有直徑小於 0.2 公厘的細沙粒了），那末，顯然，磨蝕作用也就只能够在高原的根底部分進行。至於像過去有人那樣，把沙漠裏一切形狀稀奇罕見的，在種種不同的高度上所見到的，甚至超出飛沙所能達到的範圍以外的石頭都附會是磨蝕作用的結果，是沒有根據的。

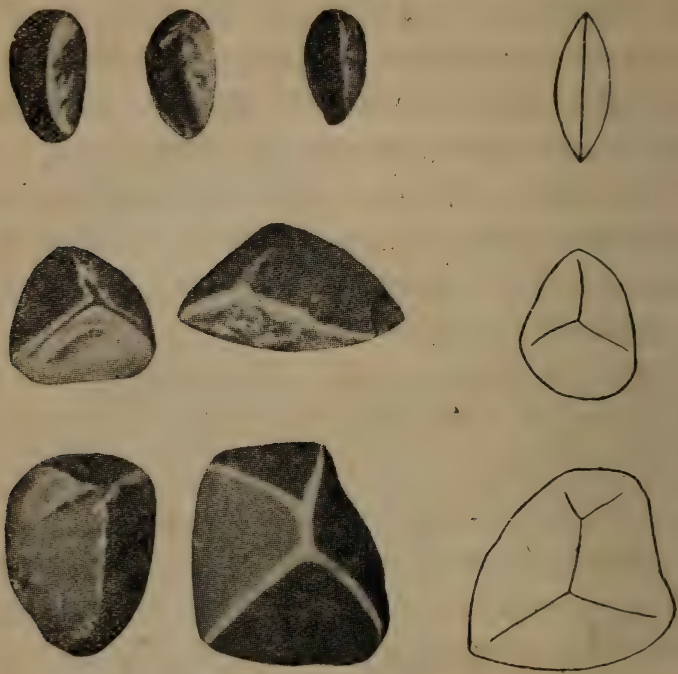


圖 62 風成出稜石的幾種形狀。

（三） 侵蝕作用

產生侵蝕作用的動力就是流水。侵蝕是潮濕氣候區域中佔統治地位的地質作用。根據約略的估計，全部大地表面有 26% 在侵蝕作用的影響之下。

侵蝕又分爲三種地質作用：甲、洗刷作用，乙、冲刷作用，丙、潛蝕作用。

甲 洗刷作用

落到地面上的每一滴雨點都對地殼產生一種破壞作用。從天上跌落下來的雨水的這一種作用古代羅馬人就已經注意到了，羅馬人有句

格言:"水滴石穿",成了一切不倦而有恆的工作結果的象徵。

觀察從天上落下來的雨水的破壞作用是非常容易的。值得在雨後隨便到哪一幢房子的牆邊去瞧一瞧地上：地上形成了和房簷並排的一線小窩兒,是由房簷上掉下來的水滴搗出來的。長期躺在排水道下面的石板則顯得像是由上面流過的水鑿出了許多坑兒和槽子。

基岩表面差不多總是被物理風化和化學風化的產物所掩蓋着，因此難得在什麼地方會受到雨水的直接作用。只有在山地裏，因爲坡兒陡,風化產物很快就自個兒滾到山脚下或者讓雨水帶到山脚下去了,還有在乾旱的大陸性區域裏,因爲石巖給風掃得乾乾淨淨的了,雨水才能够直接對基岩發生作用。而大多數的情形雨水和融雪水都是和岩石的風化產物發生接觸,而不是和岩石本身發生接觸。

如果雨滴落在水平的地面上，那末它們的冲刷作用在從岩石表面剝得一些極其有限的礦物顆粒以後就完事了。而這時降落下來的雨水就一部分滲入地下,一部分又蒸發回到空氣裏,或者一部分也可以停留在地面上成爲水坑和沼澤。不過地面上很少有十分水平的平地，而一般總有些傾斜坡兒，落到傾斜面上的雨水就不會停留下來而要順着傾斜方向流去。

流動的水具有一定的活力 a, 是和水的質量 m 與流速 v 的平方相乘之積的二分之一成比例的:

$$a=\frac{mv^2}{2}$$

因爲具有這種活力，沿地面流動的水於是就能够從岩石中剝下礦物顆粒來,並且能够把它們帶走。地面的傾斜坡愈陡,一次降落下來的雨量愈大，那末洗刷作用也就進行得愈强烈。所以洗刷作用最凶的地方是在十足潮濕氣候區域裏的山地的陡坡兒上:在這種氣候區域裏,雨水連連，而且是傾盆般的大雨。植物能阻止雨水的洗刷作用,密林,特別是熱帶森林，常常甚至在陡坡兒上也能牽制雨水的洗刷作用。一望

無際的草原植物也同樣能够阻止雨水的洗刷作用。洗刷作用在乾旱草原上所受植物的阻止就比較少，而在完全沒有或差不多完全沒有植物覆蓋的地方，洗刷作用便進行得最容易不過。沙漠裏植物是最最貧乏的，不過由於沙漠裏雨量稀少，這種地質動力的作用和風的作用相形之下仍然退居次要地位。

洗刷作用的速度和規模還決定於岩石的性質。洗刷作用在輭而鬆的岩石裏要比在堅硬的岩石裏所遭遇的阻礙少些。黃土、凝灰石、黏土、頁岩等因此就比砂岩、石灰岩、火成岩等洗刷得要快些。

當洗刷作用在性質不均的沉積物中進行的時候，比如在冰磧浮土中、石碴堆積中、火山噴發的鬆散產物中等，就出現了各種獨特的地形。這些岩石都是由未經挑選過的物質構成的——卽由大大小小的石頭或頑石，混雜着石碴、砂子和細小的土粒等所構成，雨水很容易就把細小的顆粒洗刷走了，可是不能够把大石頭冲離開老地方。大石頭把急急冲來的水流碰往一邊，使它們和鄰近的水流滙合起來。滙合起來的水流又在石頭的邊上產生了更強烈的冲刷作用，因而石頭周圍很快就出現了壕溝，壕溝愈來愈大，於是不久石頭就變成是孤零零地坐落在它下面的一片土地上的了。同時，石頭邊上的土地也愈來愈冲刷得利害，而受石頭保護着的、彷彿一把傘一般遮住了雨水的直接作用的乾土柱則始終直立着，有時候高到 30 公尺。這一種土柱子給個名子叫做**土塔**。土塔常常總是形成在山和壑溝中由物理性質不均的冲積浮土所構成的陡坡上（圖 63）。

洗刷作用還表現在這樣的高地形成的過程中，卽通過自周圍較輭弱的沉積物中將硬岩石部分清理出來的過程中。有些情形，火成岩一類的硬岩石或堅固的沉積岩處在比較鬆散的、很容易受侵蝕的岩石之間。屬於這一類的有湧出的岩基和岩盤❶、珊瑚礁石灰岩，此外還有

❶ 岩基（батолит）和岩盤（лакколит）爲地下湧出的形狀，這種術語的詳細解釋請參看火山作用一章。

龐然大塊的、冰川搬來的頑石等。這些硬岩石因爲是裹在鬆輭而不太堅固的岩層之間，起初在當地的地形上可能並沒有表現。在洗刷作用之下，周圍不堅固的岩石，像:黏土、泥灰岩、頁岩、火山凝灰岩及其他等等，逐漸被搬走，而裹在它們之間的硬岩體便清理了出來而顯露在光天化日之下，成爲一片高地。屬於這一類的岩層有北高加索五山城附近



圖 63　提羅爾博村城附近的土塔。

的一些突起的岩磐，是由粗面岩麗島斑岩之類所構成而由洗刷作用自第三紀的黏土質沉積物中清理出來的(圖 64)。

按成因說屬於這樣的高地還有克里米亞山脈的南坡上的一些石灰岩山岳，是侏儸紀的石灰岩層，當年曾經處在黏土質的和含菱鐵鑛的侏儸紀頁岩之間，不過其後由於後來的雨水洗刷作用而清理了出來(如麥加諾姆山、阿爾恰克山、北蘇大克艮努埃斯堡壘的廢墟之下的高地及其他等等)。

乙　冲刷作用

洗刷作用是在平面的方向上發生，冲刷作用則主要是垂直地進行的。

冲溝 斷有平坦的地面上都有些窪的地方，雨水就向窪處奔去。滙聚到這種窪地裏的水流開始冲刷它，漸漸兒地把它變成了壑子或者水轍，不怎麼寬，也不怎麼深。再一場雨，水轍又變大了，從水轍裏就生出了一條冲溝（овраг），就是說也是一個壑子，不過規模更大些罷了，有時候有好幾公里長，幾百公尺寬。冲溝起頭的地方，即雨水從溝前窪地傾瀉到溝裏的地方，叫做冲溝頭，冲溝完了的地方叫做冲溝口。冲溝是



圖 64 五山城附近的金崗子——由冲刷作用自第三紀岩層中清理出來的岩磐。遠景可見埃爾布儒斯火山。

向後長的：靠它的源頭部分而擴展着，冲溝頭愈來愈遠地向周圍的地方切進去。雨水又從兩邊流進形成了的冲溝裏，如果雨水在地上找到了有些低窪的地方使個別水流能在裏面滙聚起來，那末這時候冲溝壁上也就形成了水轍，逐漸變成了邊冲溝——岔冲溝。岔冲溝也像主冲溝

那樣，在自己的源頭部分上長大起來(圖 65)。

傾瀉到冲溝裏的雨水順冲溝的底流動着，把冲溝的底冲刷得愈深，愈寬；冲溝壁底下受着順冲溝底流動的雨水的冲刷，逐漸破壞，逐漸後退。

冲溝的增長並不能永遠沒完地繼續下去，一旦主冲溝的源頭和所有岔冲溝都到達了冲溝受水地區的最高點的時候，那末，流進冲溝裏的水的總量就再也不會加多了，冲溝的增長也就因而終止。冲溝流進去的那條河的水位成了冲溝底往深處冲刷的極限：冲溝的底不可能比河水面更低。這樣子，冲溝的增長，最後畢竟終止了，陡峭的冲溝壁毀滅了，開始長上了植物，活的冲溝也就變成了死的坳(балка)。

有些冲溝當它的源頭還在繼續長的時候，下部就已經變成了坳。



圖 65　帶岔溝的冲溝。鄂卡河流域(根據 C. 倪奇亭)。

乾旱氣候區域裏，沒有植物保護的不透水岩石受洗刷與冲刷共同作用的結果，造成了一種特殊類型的地形，叫做歹地(圖 66)。

河流的形成

雨量充沛的時候，冲溝可能經常有水，於是冲溝裏就出現了水河，而冲溝本身也就成了小河的谷。

同樣的，如果冲溝頭慢慢到了一個湖或者一片大沼澤的時候，冲溝也會變成河谷；在這種情形下，河流是靠湖水或沼澤水供給的（如鄂卡河和第涅泊河的源頭）。

河流的發源還可以有其他一些方式：從地下冒出來的泉水、末梢部分融化的冰川（如鐵列克河、庫班河、龍納河等）和有水從邊上漫出去的湖（如涅瓦河）都能够成爲河源。不過地面上的河流多半還是通過壑子和冲溝的擴展而形成的。

河水的來源

大多數的河流，除了在源頭處有泉水供給水源以外，在下餘全段上



圖 66　利培·達克山泥灰岩中的"歹地"。前景——由雨水冲刷開始形成的小水溝，遠景——溝壑壘壘的高地；圖的中間部分——深的冲溝（那芙基攝）。

河流自兩方面獲得水源的供給：（一）自直接注入河中的地面水方面——即浮流方面；（二）自穿透大地上層潛入地下而後又滲入河中的潛水方面——即地下水流方面。

浮流　自浮流注入河中的水量和自潛流滲入河中的水量的比率是極不一致的。山地中浮流的百分數非常高，在土性不透水的時候，比如像黏土，全部除去蒸發所剩下來的雨水都順着地面流注到河裏去了；而

在理想的平原地上浮流則等於零。此外，影響浮流量大小的還有滯礙浮流的植物、外部岩石的性質和成分等因素：有些岩石比如像各種大小的礫石、石膏、石灰岩、白堊等，能把浮流差不多全部吸收進去，而另一些，比如像黏土，則能够促進浮流並使水份停滯。在中歐一帶從浮流中洩去的水份約佔全部降雨量的 ⅕ 到 ¼ 。

潛水　沒有順地面洩去，也沒有蒸發回到空中去的那一部分水濕就滲透到上部的基土或冲積浮土裏去了，上層基土或浮土按性質可以分爲透水層和不透水層兩種，當浮土顆粒的直徑大小不超過 0.001 公厘的時候，所有浮土，不論礦物成分怎樣，都是不透水的；大小超過這個

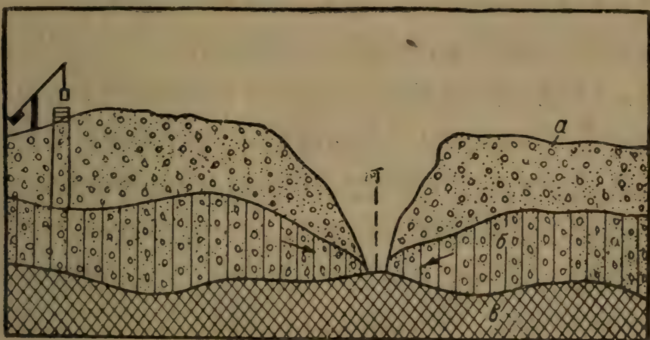


圖 67　潛水：
a— 透水層；*б*— 含水層；*в*— 不透水層。

的時候，成分不同的浮土影響水份透過浮土中向下滲入的情形也就不同：膠體物質——黏土、非晶質的矽土、含水氧化鐵、泥炭、腐植土等——是不能有水份通過的；而由晶體聚成的礦物質堆—— 像石英質砂、石灰質砂、長石質砂及其他各種砂、石子兒、石屑、石碴、石卵和頑石的堆積等，都是透水的，同時它們的透水程度又決定於它們組成顆粒的大小。直徑自 0.001 至 0.01 公厘的淤泥幾乎不能透水，直徑自 0.01 至 0.05 公厘的砂透水性很差，直徑自 0.05 至 0.1 公厘的能透水，自 0.1 至 0.5 公厘的很容易透水，自 0.5 至 2 公厘的就非常容易透水，而由直徑在 2 公

厘以上的顆粒所構成的浮土則差不多完全不阻滯水份透過。

結晶性物質中有膠體雜質就降低了透水性。中等顆粒的砂雜有30%上下的黏土的時候就變得和黏土一般不透水了。例外的有一種按成因是多孔性的壤土，像黃土，别看常常含有相當多的黏土，却是一種透水的岩石。

落下來的雨水，通過透水岩石向下滲入，滲透到了不透水層，就在不透水層上阻留下來，形成了水濕的集聚——潛水(圖 67)。浮土或岩石中在其組成顆粒之間的空隙處含有水份的一層叫做含水層。當不透水的托層是水平或向下彎曲的的時候，就在含水層裏形成了靜止潛水盆，不透水托層傾斜的時候便形成了緩緩流動的潛水流。

在節理發達的岩石裏，水份沿着節理流動，成爲'水脈'。在可溶性的岩石裏，'水脈'就可以變爲一連串的地下河流和地下湖泊。北美猶猛山洞裏就有這種長達幾十公里的地下河。地下湖在莫洛托夫州的空谷邇山洞裏，在伊爾庫茨克州的巴拉崗山洞裏和其他許多地方都有。

如果河流把河床冲刷到了含水層，那末潛水就滲出到河流裏而成爲河水的水源。河流受潛水供養的現象冬季尤其表現得顯明：冬天的時候，大地爲冰雪封蓋，浮流也停止了，這時候既然河流還在冰底下流動着，那末冬天河水唯一的補給來源就只有潛水了。

自流水

含水層也可能比河面低，中間隔着一層不透水層。如果含水層傾斜的話，那末，鑿一口井達到這一層的時候，就可以得到由於含水層不同部分中靜壓力的差别而向上湧出的上昇水(圖 68)。在一種情形，如果含水層連同圍裏它的不透水層形成了盆狀構造或下凹的褶曲的時候，地下水也同樣會形成上昇水流。所有這一類帶有水頭壓力的地下水都被稱爲自流水。

河流的發展和垂直侵蝕

由於受到地上和地下新的水源的供養，一條河流得愈遠，河裏的水

量也就愈多。河流也是照冲溝發展的規律那樣發展着：靠自己的源頭部分。逆着河水流動的方向往上長大着。河的支流也正是這樣發展的；河流這樣發展着，一直到主流和所有支流都到達分水為止。河流也是在源頭部分窄，而順流往下逐漸加寬。

例外的是那些在石灰質岩石中流動的河流，以及自潮濕氣候區域流到蒸發量超過降落量的乾旱區域中的河流。在這些地方，河流逐漸喪失水份，因此河裏的水量愈往下游愈是減少，而有時候河流本身也完全消失了（如阿斯特拉汗區的大、小無盡河）。

所有河流都冲刷自己的河床，擴展自己的河谷，河流的冲刷能力決

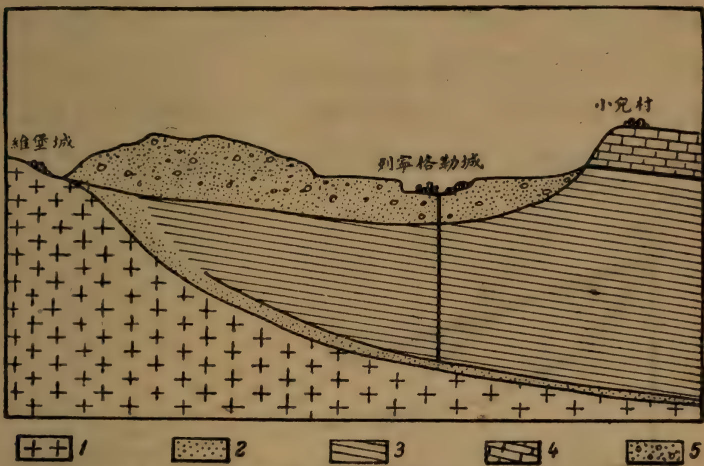


圖 68　自流水概要圖.

1— 太古代片麻狀花崗岩；2— 寒武紀砂岩；3— 寒武紀黏土，
4— 志留紀岩層；5— 第四紀堆積物。

定於河水的流量和河水的流速，也就是，換句話說，決定於河水的活力。

河面在河口的地方不可能高過它所注入的那個盆地的水位。因此愈近河口，河流的傾斜愈小，河流的速度愈低，隨而河流刷深河谷的作用也就愈小。無論河流有多麼浩大，也不能在河口的地方再冲刷自己的河床，因為到河口的地方河水的流速就漸趨於零了；河流在上游一

帶，水量還很小，就是在最源頭頂上也是這樣，河流也同樣不能够很快刷深河谷。

河谷刷深最快、最顯著的是在河流中段流速也高、流量也大的某一部分。河流冲刷作用最大的地方逐漸自河口往河源方面轉移。

假定 AB 線（圖 69）爲傾斜面上原始水流的垂直投影，a_{11} 爲原始細支流與主流滙合的地方，a_1 爲較大支流注入的地方，a 爲最大支流注入的地方；B 點爲主流流入受水盆地的地方或者爲河口。

當地面坡度一致的時候，最大冲刷作用將發生在水量 m 最多的地方，也就是在 aB 處。由於河流刷深得最利害這一塊地方的河床就變成了 aбB 的形狀。冲刷掉的岩石將被冲到海裏去，而沉積在河口附近的海底上。由於礦物質在河流入海處的海底上的這種堆積作用的關係，海底將逐漸高起，而一旦海底高到和海面一樣的時候，那末在河口附近就出現了三角洲，平面上看起來像一個三角形的樣子。

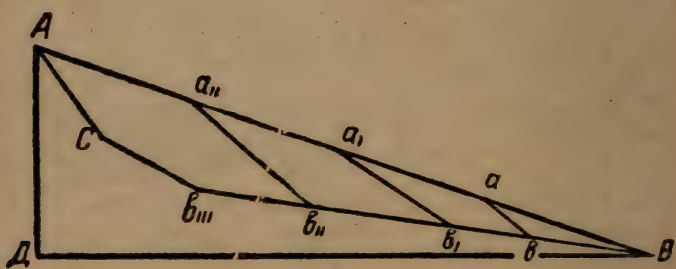


圖 69　河流刷深河床概要圖。

由於沿 aб 線的水頭跌落比沿 aB 線增加了，a 點以上的流速 v 和冲刷作用也因之增高了；這時最大冲刷便退到了 aa_1 線，aa_1 線不久就變成了 a_1 б$_1$ бB；a_1 點以上河裏的水量變得愈加少起來，不過沿 a_1 б$_1$ 方面水頭的跌落使冲刷作用强烈得使最大冲刷轉移到了 a_{11} б$_{11}$ 線上，而老河床 a_{11} a 就變成了 a_{11} б$_{11}$ б$_1$ B 的樣子。到了最末後，最大冲刷區域到達了最後的分水地段 Aб$_{111}$，這一地段在高山地帶可以分做兩部

分:第一部分 AC,是一個半漏斗形的山間盆地,四周包圍着尖銳的鋸齒般的、具有陡坡兒的高地;這一部分叫做河流的受水漏斗,因爲下的雨水和融化的雪水都從這裏滙集成水流;而第二部分則位置比較低些,在 $Cб_{111}$ 地段上,眞正的、已經有了經常水流的山澗就是從這裏開始的。

河流就是這樣刷深着自己的河谷,而河流的原始河床 AB 久而久之就變成了 $ACб_{111}\ б_{11}\ б_1\ бB$。河流的刷深河槽只能發生在一定的限度之內,到了河口附近,河流就不能再冲刷河床了。

在河口以上,河流一直能夠冲刷自己的河床,直到它的活力還能超過爲河水本身的運動、爲河水所携帶的礦物質的搬運以及爲克服河水沿河底與兩岸流動時所生摩擦的需要的時候爲止。隨着河流的逐漸刷低河槽,河水的流速也逐漸減低。流速的降低旣表現在河流活力的降低,也表現在河流冲刷作用的削弱。一旦在河水的活力、河床的摩擦與河流所搬運的水和礦物質的量之間達到了平衡狀態的話,那時候河流就已經修平了自己的河床,而河谷更進一步刷深的現象就不再發生了。

河床刷深自己的河槽所能夠達到的界線叫做**正常水位跌落曲線**或

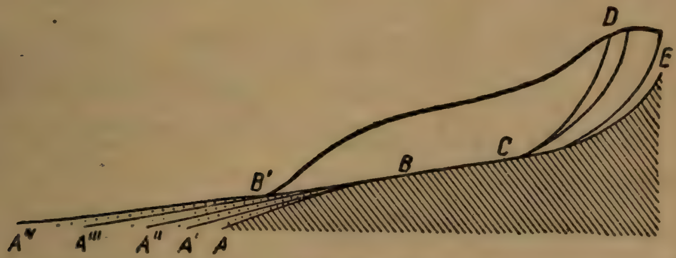


圖 70 河流逐漸冲刷至平衡剖面圖。

者叫**平衡剖面**。在河口一帶正常水位跌落曲線就是河流所注入的盆地的水面,這是侵蝕作用的極限或者叫**侵蝕基準面**,地球上大多數河流的終極侵蝕基準面都是海面。注入到四圍不通的受水地區中的河流的侵蝕基準面則是受水地區的水面。比如伏爾加河的侵蝕基準面就是低於大洋面以下 26 公尺的裏海的海面。

河流的平衡剖面並不是一下子就能達到的：起初河流在下游達到了平衡剖面，而後平衡剖面便逐步向中游和上游方面擴展。山間河流的平衡剖面是一條勻稱的、曲凹向天的拋物線形的曲線。在河流的上源平衡曲線接近於一條垂直的線，而在下游則接近於一條水平的線(圖70)。

河流已經達到平衡剖面並且不再進行往深處冲刷的工作的那一部分叫做河流的**下游**；這以上，當河流在洪水期間進行冲刷而在枯水時期則有些地方河流搬運的物質甚至還沉積下來的那一部分，即河流的主要工作歸結爲河水本身及其所携帶的冲積浮土的搬運工作的那一部分，叫做**中游**；更順流往上，河床去平衡剖面相差愈遠，進行的主要是冲刷作用，這一部分就叫做**上游**

蘇聯最偉大的伏爾加河的分段是這樣的：自河源到特維爾擦河注入的地方，水位跌落每公里 25.5 公分，這一段爲上游；自特維爾擦河口到斯大林格勒城，水位跌落大約每公里 7.5 公分，這一段爲中游；自斯大林格勒城到伏爾加河口，水流迂緩，並有無數分流、島嶼和淺灘，這一段爲下游。

地球上大多數的河流都沒有達到平衡剖面，或者不過在下游達到了平衡剖面，偶爾也有在中游達到了平衡剖面的。俄羅斯平原上的河流之中差不多自河口至河源全部達到了平衡剖面的是頓河。

跌水❶

很少有這種情形，就是河流開鑿河谷的地區竟是由硬性一致的岩石所構成的。最常見的是：河流不得不沿途冲刷各種強度不一的岩石，因而河流的冲刷作用在各部分的進行是不平衡的　比較容易冲刷的地段和冲刷得比較慢的地段相互交替着。

河流一旦中途遇到了比較堅硬的岩石地段所構成的障礙的時候，便在障礙之前延緩了刷深河槽的作用，而在障礙以下，河谷的刷深作用

❶ 卽一般的瀑布——譯者。

仍然繼續進行。河流在障礙前後所形成的水位差引起了河水的激烈跌落，因而就出現了急流、湍流、跌水、瀑布等。

第涅泊湍流的發生是因為當第涅泊河在流過輭弱而鬆散的岩石的時候中途遇到了結晶的花崗岩的阿甫拉屯壠崗的原故，河流無力用像冲刷構成壠崗以下的地方的鬆散的砂和黏土那樣的速度來冲刷這個壠崗。蘇納河上高到 8 公尺的吉瓦奇跌水是由於湧出來的玄武岩所構成的壠崗障礙了冲刷作用而形成的。

跌水還可以因為原始河床裏有陡坎存在而發生，最大的跌水之一——尼亞哥拉大瀑布就是這樣形成的，它的水位直直地跌落了 49.5 公尺。直直下跌的水具有最大的活力，因此河底在跌水的脚下要比在同一條河的其他任何地方都要冲刷得快些。

水撞擊着跌水的基脚，翻滾而上，成為旋流，其中有些就順流而下，另一些則逆流而上，指向形成跌水的陡坎方面(圖 71)。

在這種水流衝擊的影響之下，石坎的下部遭到了冲刷，形成了一個壁龕般的坑，上頭石坎的頂部就懸了空，向前探着了。如果愈來愈擴大，直到它再也不能支持本身的重量以及從它上面奔騰而下的水流所生的壓力的時候，那末懸了空的岩石就要崩垮，跌落到跌水的底上，而石坎便沿着與河流向反的方向挪動了一些。這樣就發生了跌水後撤的現象。最顯著的跌水後撤的例子就是上面提到的尼亞哥拉大瀑布。有人計算過，如



圖 71　瀑布冲刷河床的情形。

果尼亞哥拉大瀑布平均還是用它從安泰略湖後撤到今天這樣同樣的速度一直後撤下去的話，那末，再過 70000 年，它就到了埃里湖了。

除了水本身以外，自石坎邊上崩脫下來並隨水冲到石坎基脚上的砂粒和石塊也大大地促進着跌水脚下的河底的刷深作用。

這種石塊在直直下跌的水的影響之下打起旋來，鏇鑽着在它們底下的岩石；給它們鏇出來的坑是一種圓圓的直桶，常常下陷到好幾公尺深。這種叫做‘巨人鍋’的直的圓桶常常可以在跌水早已消逝或後撤了的河床上碰得到(圖 72)。

所有跌水都因爲形成跌水的石坎的冲刷而逐步低落和消逝。河流在冲刷河床達到平衡剖面的過程中所遇到的障礙，只能暫時地阻滯河流在河上某一個地段的工作，而最後，甚至連最堅硬的岩石，河流也能冲刷掉，於是水流就漸漸平衡達到了河流的正常水位跌落曲線。

側邊冲刷作用

很難想像，原始河床會是十分直的，所有促使河流形成的窪陷地帶的輪廓裏都有不平整的地方。這些原始窪地的不平整的地方當窪地一旦變爲河谷以後，就使得河谷從來也不會直，而永遠多少是彎來彎去的。

在河道彎曲的地方，河水流動不會與岸平行，而由於慣性關係，却盡量要保持它原有的方向，於是便朝着拗進的河岸方面迫擠而脫開突出的河岸。河流冲擊到拗進岸以後，就從下面來冲刷它，使它變得陡了，像絕壁一般；而對岸，即河流脫開的一岸，則逐漸被河沙所壅蓋而愈來愈和緩。水流冲擊了拗進的陡岸以後，就以和它進襲的角度相等的角度從陡岸反射出去，順流而下，朝對岸方面轉進，冲擊到對岸並從下面冲刷了對岸之後，水流又急於流回原來的河岸，如此不已。原始河床裏那怕只有一處彎曲存在就會使河流全段形成一個接着一個相互交替的彎曲。如果從高空遠處來看河谷，那末，河谷的壁就顯成爲兩條曲折蜿蜒的、由彼此相對的河彎所構成的線，同時一邊的河彎好像正好卡到

另一邊的河彎裏的一樣。每一邊河彎的彼此之間都隔着一片彎角地，



圖 72　爲石頭和砂子塞滿的"巨人鍋"剖面圖。右上方是由旋鑽石頭在巨人鍋壁上留下的"蝸牛道"，底下畫着的是旋鑽石頭的平面投影。

叫做沙嘴（коса）。如果河流沒有受到任何使水流方向偏斜的影響，而構成河水流過的地段的岩石成分又是一致的話，那末河谷的彎曲就會成爲很規矩的形狀；否則相鄰彎曲的大小就要變得不一樣了。由於拗進岸下面的冲刷以及河水自突出岸方面的避讓，河谷的彎曲便逐漸擴展。可是既然河水並不是直直地冲擊着拗進岸，而是順流往下成一些

角度，那末河谷的彎曲除了向兩側擴展以外，還要順河流往下移動；這樣就產生了正如可以從圖 73 上所看到的河谷加寬的現象。

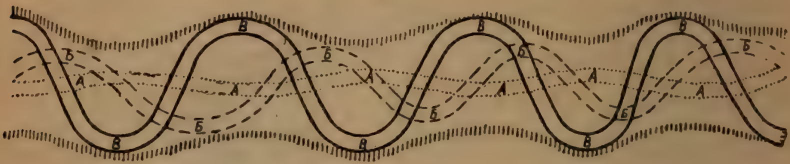


圖 73 河流冲寬河谷概要圖：
A—原始河谷；Б 和 B— 河灣發展及河谷加寬的順序階段。

河谷加寬了以後，河谷的彎曲並不消逝，而是變得更大了，因爲這種關係河流就獲得了更進一步加寬河谷、排擠谷壁的可能。不過側邊侵蝕也是有止境的，不能够永遠不已地進行下去。隨着河谷的逐漸加寬，和河流彎曲部分的愈來愈大，河流的長度也增加起來而河水的流速則逐漸減低了；隨着河水流速的減低，河流的活力也跌落下去，而一旦

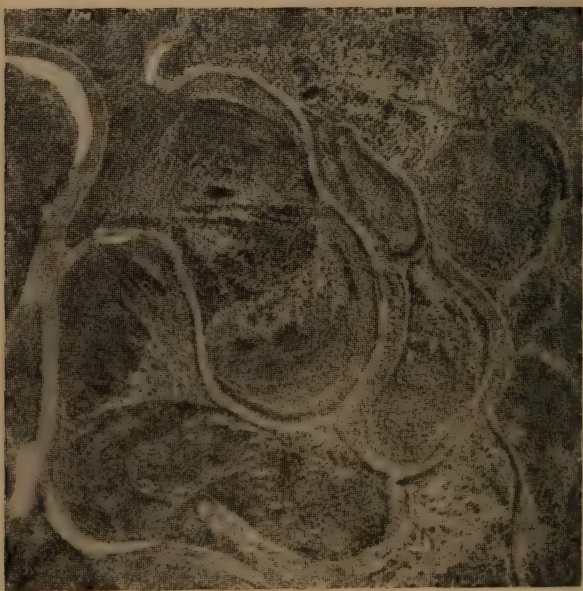


圖 74 西部西伯利亞，秋冷木河的蛇曲(航空攝影)。

河流的活力與河流的搬運量之間當最高水位的時候，就是說當洪水期的時候，達到了平衡的話，那時候河流的側邊侵蝕作用也就隨之結束了。

如果河谷的寬度到了這樣大，以致於河流得以在裏面徘徊迴轉而不會損壞谷壁的話，那末，這時候河谷就成了一種極規律的河彎，叫做蛇曲(меандр)。蛇曲不可以和河谷兩壁的彎曲混爲一談，卽不可以和水平侵蝕作用靠着它的加寬和推移來進行的谷壁的彎曲混爲一談。河谷的彎曲是在河流的發展時期形成的，而蛇曲則發生在河谷已經形成以後的河流生命的後半期中。蛇曲也像河谷彎曲那樣同樣地發生、發展和推移，不同的只是：蛇曲往下流推移的現象，由於在河流發展史的這個時期中河流侵蝕作用的削弱而進行得很緩慢罷了。往往河流由於不能够洗刷整個河彎而從河彎與相鄰的河彎之間最窄的部分衝開了它，於是這樣就把河道取直了(圖 74)，切斷的河彎就變成了湖，叫做牛軛湖(старица)。將來這種湖又變成爲沼澤，沼澤又逐漸長滿了草。

貝爾定律

側邊侵蝕在河的兩岸所看到的並不總是大小一致的，北半球上順南北方向流動的河冲刷右岸總是要多些，而在南半球上則冲刷左岸要多些，這種現象的發生是由於地球在各個緯度上旋轉速度不同的關係。在赤道上地面的任何一點，由於地球自轉的關係，每小時以 1666 公里的速度，自西向東運動着；到南北緯 45° 上，運動的速度已經減低了一半，而在兩極就等於零了。經赤道方向流動的河就是從運動速度較低的區域轉到了運動速度較高的區域。這些河流，因爲盡力保持原有的速度，便將落後於地球的自轉，而地球既然自西向東地旋轉着，那末北半球上的河流就要衝擊右岸，南半球上的河流就要衝擊左岸。當河流自赤道向兩極方面流動的時候，因爲要保持業已獲得的速度，在它們流動的過程中就要超過地球的自轉，於是在北半球同樣還是冲刷右岸，而在南半球則同樣還是冲刷左岸。地球自轉與南北向河流對河岸的冲刷作用之間的依賴關係首先是由俄羅斯學者貝爾所注意到的，因此這種現象也就叫做貝爾定律。

這條定律的效力可以在蘇聯歐洲部分所有自北往南流的大河上看到——如伏爾加河、第涅泊河、頓河等等。所有這些河流都向西撤，因此由於冲刷作用這些河流的右岸都是陡的，而左岸則是平緩的。西伯利亞的一些往北流的河——鄂畢河、葉尼塞河、勒納河等也是切削

右岸，不過是東岸，有人計算過：鄂畢河在鄂布多爾斯克城附近向東撤的速度是每百年 5 公里。

河谷的類型

隨着一個地區地質構造的情形，可以區別出以下幾種河谷的類型：

中性谷——發育在地層位置水平的區域以及成分一致的岩石裏(比如花崗岩)。河谷的方向在這些區域主要是受地面坡度所決定，邊谷則發展在形成於主谷兩邊的傾斜坡兒上。整個水系從平面上看起來像一棵枝杈很多的樹的樣子（非向河系 —— инсиквентная речная сеть)。

縱谷——和構造線（褶曲、斷層、地塹等）是一致的，谷的形態(寬度、谷壁陡削的程度、對稱性或非對稱性等)決定於地質構造的情形。

比如沿着向斜(拗進的)褶曲的軸的方向延長的向斜谷，谷壁坡兒一定是由褶曲兩翼的傾斜所決定的；谷壁的傾角由褶曲兩翼的傾角及構成褶曲的岩石的成分所決定；谷的寬度則由褶曲開合的幅度所決定等等(圖 75–*A*)。在沿着背斜(突出的)褶曲的軸的方向延長的背斜谷裏(圖 75–*B*)，谷兩壁中的岩層都自谷內向外傾斜，而谷壁的性質則決定於岩石的硬性，並且往往成一級一級的階梯的樣子。在鄰近的向斜構造和背斜構造中所形成的邊谷和主谷平行，並在與主谷垂直的或斜交的突破口處與主谷匯合起來。一些支流被另一些支流所襲奪的現象是常見的。

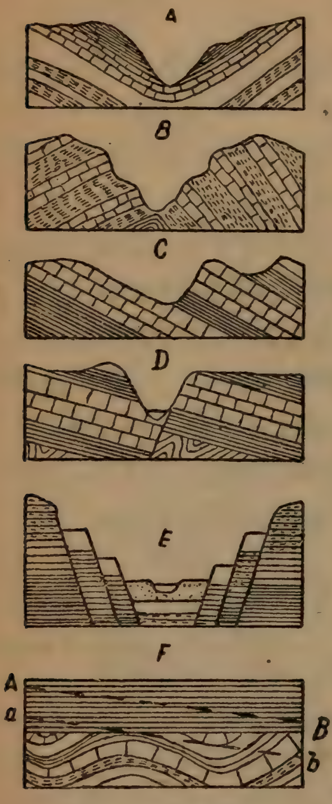


圖 75 河谷的類型：
A— 縱向斜谷；*B*—縱背斜谷；*C*—單斜谷；*D*—斷層谷；*E*—地塹谷；*F*— 後成谷；*A*—*B* 爲河流在水平岩層上發展的原始河谷；*a*—*b* 爲一切深到褶皺岩層的河谷，褶曲走向與河谷方向不相符。這種河谷就成了後成谷。

單斜谷的特點在於它們是順着單斜褶曲的走向發展起來的，不過却穿過了在河谷兩壁中同是往一個方向傾斜的岩層，因此岩層在谷的一邊是傾向谷裏，而在另一邊則傾向谷外。河流順着傾向谷裏的岩層滾過而從下面來冲刷傾向谷外的岩層，於是河谷便成了不對稱的構造：位於傾向谷裏的岩層中的谷壁是平緩的，逐漸增長的，而對面受冲刷的谷壁則是陡峭的，逐漸後撤的(圖 75 *C*)。邊谷主要

形成在谷壁平緩的這一邊，至於對面谷壁陡的一邊則沒有邊谷形成。

沿斷層線延長的河谷——斷層谷也具有不對稱的構造(圖 75-*D*)。

所有延長方向與岩層的地質構造相合並與岩層的傾斜一致的河谷都叫做整合谷 (согласная долина)或順向谷 (консиквентная 或 конкордантная долина)。

後成谷——當上下構造不一致的地層受到河流的冲刷作用時所形成的。比如在一種情形：當褶皺劇烈的地層經過夷平後的表面又被層位水平的地層覆蓋起來的時候，順水平地層表面流動的河流可能冲刷河床一直達到下部的褶皺岩層，而它們的構造方向和已經形成了的河谷的方向是不相合的。很可能，全部下覆地層將來都被剝蝕無餘了，那末那時候原來出現在水平地層上的正常的水系就變成了對已經暴露出來而原來是位於下面的、受過變動的地層來說是不整和的河谷，這樣所形成的自上面傳留下來的河谷就叫做後成谷(эпигенетическая долина)(圖75-*F*)。

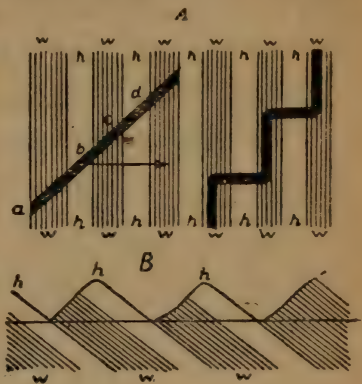


圖 76　切穿一系列堅硬岩層 *h* 及容易冲刷的岩層 *w* 的斜谷。

斜谷——形成於和主要地質構造斜交的方向上，形態介於縱谷與橫谷之間(圖 76，河*A*—*B*)。

如果在一種情形，河流所切過的岩層 *w*—*w* 和 *h*—*h* 是硬性不相同的話，比較輭弱的岩石 *w*-*w* 地段中的河流很容易就會和構造形式適應起來，就會隨着構造方向而發展成了縱谷，盡可能地多在輭弱岩層中逗留一些時候。可是由於地形傾斜的影響，河流一定要改變方向，河水一定會向比較堅硬的岩石 *h*—*h* 一方面運動，並且一定會在橫斷距離最短的方向上切斷輭弱的岩層而在那個地方形成了橫谷。如果硬、輭岩層是互相交替一再重復的話，斜着流的河就造成了‘之’字形彎來折去的河谷。

橫谷——橫着切穿構造形式(褶曲、斷層、陡坎等)，或者頂着岩層傾斜的方向延長着，而與當地的地質構造處於直接矛盾的情况中。這一類河谷叫做不整合谷 (дискордантная долина)。

分水嶺的破壞

山脈或高地常常成爲兩條往相反的兩方面流去的河流之間的分水嶺。河流靠自己的源頭切入到分水嶺的時候就逐漸縮小了分水嶺的面積。假定分水嶺兩邊的傾斜坡度一樣，而自相對兩面切入到分水嶺裏

的河流又都具有一樣的侵蝕速度，並且離開分水嶺頂部又都是一樣的遠近的話，那末兩邊河流的上源將同時到達分水嶺的頂部（圖 77）。

位於河流源頭部分的收水漏斗（圖 77 上的 pAp' 部分）的邊線滙合起來，滙合的地方又在物理風化作用和雨水洗刷作用的影響之下逐漸低落下去。因而就在分水嶺上收水漏斗相遇之處形成了低窪的地方——鞍地。

這種鞍地往後又增大起來，它們之間的橫樑地帶就愈來愈低了，山嶺成了犬牙交錯的模樣而分爲一連串的尖錐一般的山峯。山峯又在雨

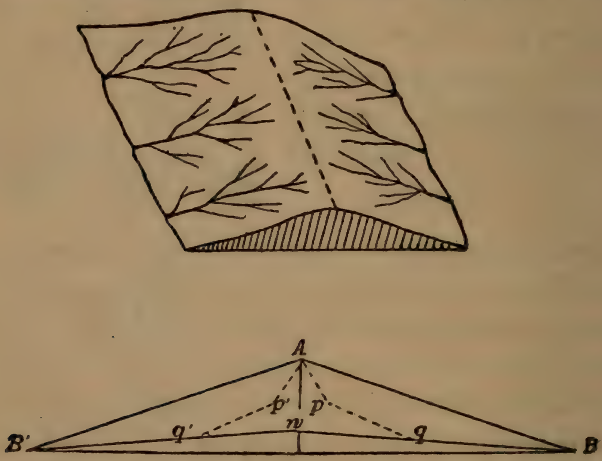


圖 77 活力大小相等的河流之間的分水嶺位置的降低。自 $B'AB$ 階段到 $B'q'p$ 階段而後力到 $B'q'nqB$ 階段的變化，到了後一階段河流的下切作用便結束了。上爲平面上的情形，下爲垂直剖面上的情形。

水洗刷和風化作用的進一步的影響之下漸漸地圓化了，低落了，並且變成了起初是外形柔和的高地，後來就成了平緩的崗子，而最後則變成了微微高出四周圍地方的崗子。

實際上山嶺兩邊的坡兒是不一樣的，自相對兩方面切入山嶺的河流也具有不同的侵蝕速度並且它們的上源也很少什麼時候會相合起來，因此分水高地的沖刷乃是一種更複雜的現象。在坡兒比較陡些的

這一邊比在坡兒平緩的那一邊分水嶺要冲刷得更劇烈些，侵蝕比較迅速的河流比侵蝕能力差些的河流切透分水嶺要更快些，不是彼此正頂頭的兩條河流則可以在平行而相反的方向上切穿分水嶺；由於這種種關係，分水嶺的冲刷從來也不會是對稱的，分水線也就從來不會是直的。在侵蝕作用影響之下逐漸改變的主山嶺或高地便形成了一種折來折去的'之'字的形狀(圖 78)，自主脈分出去的支脈則分佈在'之'字的拐角處，成爲突出部分的樣子。同時在主脈和支脈相接的地方便形成了最高點，而在其餘的地方山脈則表現爲比較低的形式。歸根結底，所有這一類的高地在物理的風化作用和雨水的洗刷作用影響之下，也同樣要變成爲微微高過四周圍地方的平緩的山包兒。


圖 78 由彼此不正頂頭的河流上源的侵蝕作用所形成的"之"字形分水嶺。

如果兩條正在相反的兩方面彼此頂對地流動着的河，切進了分水嶺的話，那末它們的上源早晚一定會碰頭的。假定虛線 AB(圖 79)代表通過兩條在相反的方向上流着的河流的分水嶺的剖面的輪廓，B 河 A 河具有較低的侵蝕力(由於 A 河水位跌落較大)。不過我們假定，B 河形成得早些，並且它和 A 河同時到達了分水嶺上較高的 B_6 點。這時候，

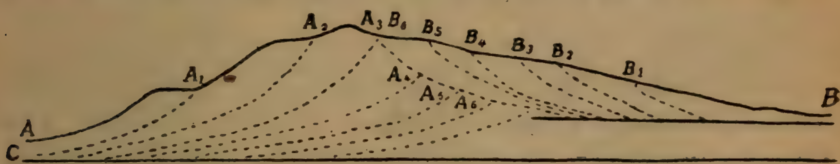


圖 79 爲分水嶺而鬥爭及河斷河頭的情形。

每一條河都隨着向分水嶺的接近而冲刷分水嶺：B 河順序到達 $B_1, B_2, B_3, B_4, B_5, B_6$ 等點的位置，A 河起初位於 AA_1 地段上，後來轉到 A_2，又轉到 A_3。當兩條河在 A_3 B_6 點相會的時候，侵蝕力最强的 A 河首先切過了分水線，而後就在頂對的 B 河河谷這一邊開始發展，先後攫取了 B 河谷方面的 A_3 A_4, A_4 A_5, A_5 A_6 等等地段，愈來愈多地從 B 河方面奪取

了它的分水區域。在上源碰了頭的河流的發展中的這種現象叫做爲爭奪分水而鬥爭的現象，或者叫做河斷河頭(обезглавление одной рекой другой)的現象。

大規模的這種現象可以在山脈分佈偏於一方面的大陸上看得到，比如像北美。北美的科底列拉山脈位於大陸的西面，陡坡兒朝向太平洋，而和緩的東坡兒則朝向大西洋。因爲這種關係，流往太平洋方面去的河流就具有較高的侵蝕力，所以襲奪了密細西比河右面往東流的支流的分水。今天，主要分水本來應該是和科底列拉主脈一線相合的，而實際上却往東移動了經度 8° 以上。同是這樣的現象，不過規模要小一些的，也可以在一切山岳地帶中看得到：比如在高加索山脈裏，鐵列克河切斷了阿拉格瓦河的頭，阿爾頓河襲奪了里昂河和大馬爾卡河的上源，木澤木塔的支流普斯魯克襲奪了烏汝施屯的上源等。

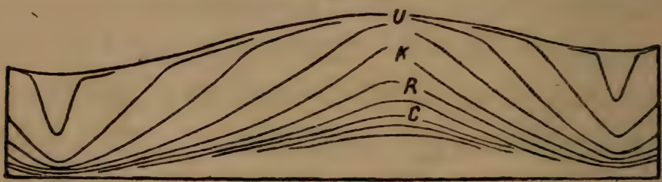


圖 80 並行於河谷之間的分水破壞的情形。

正和河上源的高地受冲刷的那樣，河谷之間的縱長分水也逐步地破壞了。

河谷壁在河流發展的早期是陡的，並且表現有明顯的眉楞，後來，由於雨水洗刷的關係，眉楞開始模糊和消逝，而谷壁就變成了平平下凹的形狀，並且向分水方面加寬起來。如果有好幾條河彼此並排地流動着，那末它們的谷壁一面逐漸擴展，一面就使分水面積逐漸縮小。同時，谷壁的增長是決定於谷底兒位置高低的不同。如果相鄰兩條河谷的底位在同一個高度上，那麼，它們谷壁的增長就會是對稱的(在谷壁構造性質一致的條件下)。而如果谷底兒不在同一個高度上的話，那末，谷深的，谷壁就要擴展得快些，因而分水地方的冲刷便成了一種不對稱的樣子。

當相鄰兩河谷的壁逐漸增長着，終於在分水上彼此碰了頭的時候，分水就成了脊峯的形狀(圖 80，*K*—地形外貌尖削的階段)。

由於谷壁傾斜的增大，脊峯的分水頂就開始受到雨水更劇烈的冲刷而變成了柔和、渾圓

的輪廓(圖 80,R--地形緩緩起伏的階段)。

再過些時候,脊峯嶺變成了圓頂山,圓頂山又愈來愈低,愈平緩,最後低得使雨水已經再也不能進行進一步的冲刷作用,上面所形成的風化產物停留在原處,而雨水也都大部分滲入到地下去了(圖 80,C—地形接近平原的階段)。

河流的側邊支流向後增長着，也進入了與鄰河側邊支流爭奪縱長分水的鬥爭中，於是發生了一條河的流得快些的支流襲奪了另一條河



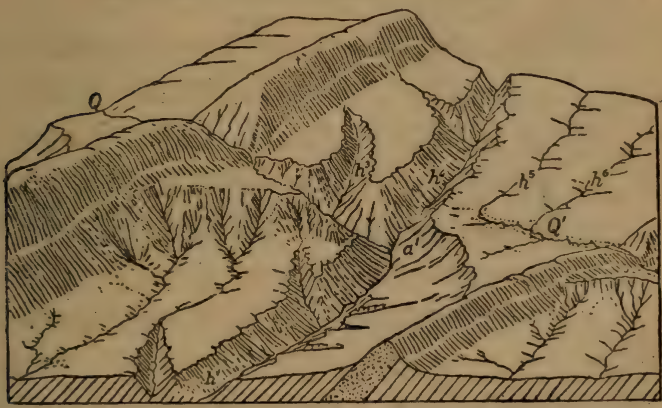


圖 81　上圖表示一條河谷很快就要受另一條河谷的支谷所襲奪的情形。
下圖表示業已發生過的奪河現象。

流域裏的、流得慢些的支流的源頭部分,或者襲奪了一部分支流的河谷

的的現象。這些爲支流所捨棄的早先的河谷就得名叫死河谷。

一條河的側邊支流逐漸增長着，不唯能够襲奪另一條河的側邊支流，而且在有些情形下也能够使本河改道。圖 81 上概略地表示着，一條不很大的支流 h^1 怎麼樣由於它的河床低於大河 QQ 的谷底的關係襲奪了大河，還連着大河的支流 h^3 和 h^4。位在進襲的小河切入大河的地點以上的大河的一部分——Qh^4，捨棄了原有的路線而順着截斷大河的小河谷流起來，同時形成了改道河流所特有的‘奪河拐’——Qa^1h^1 現象。而位於奪河拐以上的、大河的河槽——Qh^4，由於取道向水位跌落較大的一方面而使水位跌落增大了的關係，開始激烈下切；襲奪小河的河谷因爲大河一部分水流被奪過來而使水量增大起來的關係，也同樣地加强了侵蝕作用。剩下來的，斷了頭的 Q_1 河的一部分則水流變得如此微弱，以致於使大河在早先的河谷裏徘徊起來，再沒有能力把那些從支流——h^5 和 h^6 帶到主河谷裏來的冲積浮土洗刷去，因而主河谷便逐漸壅塞起來。

丙 潛蝕作用(蛀蝕)及腐蝕作用(殘蝕)

地下水也能進行侵蝕作用，不過地下水所產生的侵蝕作用和雨水的洗刷作用以及河流的冲刷作用所不同的地方在於，它是在岩石的內部進行的，而在地面上則反映爲陷落，崩塌、地坍等現象的形成，地下水的這種作用就叫做潛蝕作用(подкапывание)或蛀蝕作用(суффозия)。

潛蝕作用引起地面上地形的改變，形成窪地與盆地，這些又可以成爲決定及改變地面侵蝕作用的方向的因素。在這一方面，潛蝕作用是可以和其他決定侵蝕作用的方向的因素——如當地的原始構造、地層正常層位的變動、岩石分佈的情形以及岩石的性質等——列爲一類的。

潛蝕作用不如洗刷作用或冲刷作用那麼普遍，並且是由局部的、隨着和地上水的運動不同的地下水的運動情况而產生的原因所引起的。地下水或者是存留在岩石的細孔裏，或者是存留在由地下水溶解作用

或者由於構造作用而在地層裏形成的大山洞裏和空洞中。同時，地下水的運動又是按照與地上水運動不同的法則進行的，因此，地下水的地質作用也就獨具一格，而與地上水的地質作用不同。潛蝕作用單獨地或者和腐蝕作用結合起來造成了十分特殊的地形，和由其他各種侵蝕作用的結果所產生的地形截然不同。

由潛蝕作用所引起的地質現象分爲兩種：(一)地坍和山崩，(二)山洞和場陷。

地坍和山崩　地坍(оползень)是指地層順山坡向陡坎或高地的脚下慢慢滑動的現象。地坍現象可以在山裏、在河谷的兩壁上、在海邊的

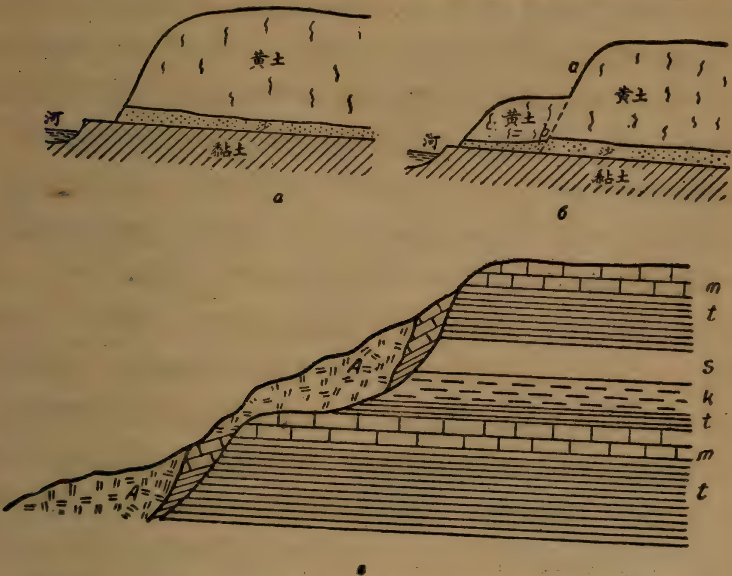


圖 82　а—地坍前地層的位置；б—地坍後地層的位置；в—烏里揚諾夫斯克城內階梯式地坍概要圖。
m—泥灰岩；t—堅實的黏土；s—含磷灰質的含水砂層；k—砂質黏土；A—坍落塊。

懸崖中、在冲溝裏以及在人工開出來的凹墻中看到。造成地坍的必要條件是要岩層有那怕只是很小一點向岸邊或陡坎邊的傾斜度，要岩層

之間有一個滑動面，並且要相鄰岩層間的黏結力有削弱現象等。最後面這一種情況是在潛水的影響之下發生的，所以潛水的存在乃是發生地坍現象所不可缺少的條件之一。

我們設想有一個地方，還沒有被河流宣洩所達到、並且是由黏土層、砂層或黃土層順序一層壓着一層所構成的(圖 82*a*)。雨水透過黃土層往下滲透，到達了砂層，就在砂層裏貼近不透水的黏土層上集中起來。水到了砂裏，使砂成了游動的狀態，削弱了黏結力並減低了砂層和黏土層之間的摩擦作用，不過它自己本身還不能够引起岩層位置的變動，因爲岩層中還存在着靜壓力的平衡。如果這個地方被裹進了一條什麼河流的宣洩系統裏，靜壓力的平衡就消失了，於是這個地方也就出現了起初是冲溝，跟着就是河谷，切穿着這些地層一直到不透水的底層。由於在冲溝或河谷發展的地方有一部分砂和黃土受侵蝕作用的影響被移去了的關係，這些低窪之處的壁上所剩下來的物質就失去了側方的支持，於是沿着 *ab* 線在一個什麼地方脫裂開來以後，就順着不透水底層的傾斜方向往坡兒的底部滑下去了；在坡兒的底部上形成了陡坎，常具有不平整的小崗子一般的表面(圖 82*б*)。塌動下去的一部分地層和留在原處的地層之間發生脫裂現象的平面就叫做**地坍壁**（стенка оползня)。形成了的冲溝或河谷愈深，地坍壁也就愈高。地坍的規模和强度決定於不透水層的位置和性質，決定於塌動物質的摩擦係數、塌動層的厚度以及河谷或冲溝的深度等。不透水層傾斜得愈利害，地坍的現象也就發生得愈激烈；不過就是不透水層在水平位置或者甚至往向反的方向上傾斜的時候，如果不透水層是由黏土或壤土構成的話，也會發生地坍現象的：滲透到這一層的潛水把這一層弄潮了，使它滑溜起來，於是上面躺着的物質就會開始活動。摩擦係數愈小，地坍現象形成得也就愈容易，而地層愈厚，河谷愈深，那末，地坍現象所攪帶岩石的量也就愈大。

地坍現象可以接二連三地發生好幾次，這時候就造成了階梯狀地

坍，好比今天在莫斯科城的麻雀山上所見到的或者像在烏里揚諾夫斯克城的伏爾加河岸上所見到的那樣(圖 82 *б*)。

聚積在坡底一帶的大量的土，如果沒有讓河水冲走，就會把地塊的平衡恢復起來，於是地坍的現象也就終止了。由於雨水的淋洗，陡峭的地坍壁逐漸削平起來，坡兒就成了圓圓的或平平的形狀，可是如果塌動物質讓水冲走了，那末，谷壁裏物質的平衡狀態就不能恢復，而河岸也就愈來愈往前塌動。這種前進不已的地坍現象，可以拿敖德薩城附近黑海岸上的一個地方來做例子：這個地方塌動的物質受到了海浪的冲刷，於是由於海岸的不斷暴露，愈來愈多的海岸的內部也就不斷地遭到了地坍的影響(圖 83)。

地坍在俄羅斯平原上是一種很常有的現象，它的意義無論在地貌學方面，還是在人民的經濟生活上都是極其重要的。所有沿子午線方向流動的俄羅斯最大的河流的陡峭的右岸都遭受着地坍的影響。受到這些地坍的災害的不只是位於地坍處的大小村莊，而且也有大的城市。華西里蘇爾斯克、烏里揚諾夫斯克、高爾基城、沃爾斯克、薩拉托夫、巴



圖 83　敖德薩城內的地坍現象。

特拉基、基輔等城市受地塌的災害特別多。在這些城市裏，由於部分陡岸的塌落，不只是個別的房屋，有時甚至整條大街都毀壞了。比如1884年在薩拉托夫城有半公里長的一部分大鷹山塌落了，1902年烏里揚諾夫斯克城發生了山的塌落，破壞了鐵道工程，破壞了400公尺的公路，破壞了街道和許多穀倉；1921—1922年城中心區許多大建築又都受到了地坍的災害。大規模的地坍現象可以在黑海沿岸自土阿普塞城到所齊城一帶，在敖德薩(圖83)，在克里米亞以及高加索等處看到。

山崩　山崩(обвал)實際也就是地坍，不過只是具有突如其來的災禍的性質罷了：當山崩的時候斷裂開來的大量岩石不是順山坡往下滑，而是飛快地向山脚垮下去，一路常常造成極大的災害。山崩現象主要發生在山地裏，因為在山地裏地層構成了褶曲，和水平形成各種角度。如果這種傾斜的岩層下部受到了冲刷(圖84)，那末要是受冲刷的山坡裏存在着黏土層並且層上積住了潛水的話，位於黏土層以上岩層就會順着黏土層滑開來，這樣就造成了山崩。甚至就是沒有水，如果岩層是處在最小安定角上❶，而山坡的傾斜度又大於岩層傾斜度的話，也能發生

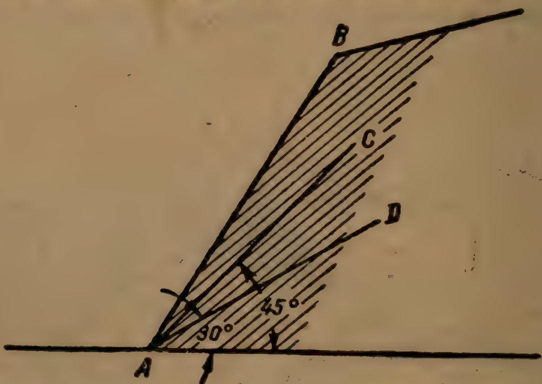


圖84　*AB*—陡峭或危險坡度；*AC*—正常坡度；*AD*—安全坡度。

山崩。按照是不是容易發生山崩可以把山坡分為：(一)陡峭山坡或危

❶ 岩層面的最小安定角(угол малого сцепления)應當超過30°，不過看岩石的摩擦係數不同而或大或小。

險山坡，在這種山坡上沒有水也能發生山崩；（二）普通山坡，在這種山坡上有含水夾層存在，就發生山崩；（三）安全山坡，在這種山坡上從來不會發生山崩。

刺激山崩現象形成的原因可以是氣象方面的（風暴、大雷雨），也可以甚至是地震的關係；1911 年在巴兒塘河（穆爾加卜）的河谷裏發生的、大家都知道的所謂'帕米爾災難'，就是這種情形。由於一次不很顯著的地震，從山上，從 600 公尺高的地方崩下了大量的泥土，體積有 36—48 萬萬立方公尺，重量有 80 萬萬噸。這一次山崩在河谷裏造成了一條壩，面積有 16 平方公里，寬有 4—5 公里，厚 650—740 公尺。巴兒塘河在這條壩以上形成了一個長有 75 公里，寬到 1.5 公里，深到 262 公尺的湖。

山洞和塌陷 自地面向岩層深處滲透的水對於一切岩石都多多少少起着一些溶解作用，只不過有些岩石好比像花崗岩、玄武岩、砂岩等等，受溶解作用的影響非常之慢，而另一些則溶解得相當容易，屬於後面這一類的岩石有岩鹽、硬石膏、石膏、泥灰岩、石灰岩、白雲岩和大理石等。如果這些岩石直接處在地面上或者離地面很近，那末順着裂隙和通道流下去的雨水就溶解着這些岩石，在岩石裏形成了大大小小的空洞，叫做**山洞**。如果流到這種山洞裏來的水相當旺，那末山洞就要溶解到很大的規模，而形成山洞的水也就成了地下河流或地下湖泊的性質。

蘇聯許多地方都碰得到山洞。山洞最多的是克里米亞，克里米亞的恰特爾·達克洞、鄂麗安德洞和千頭洞都因爲規模大而出了名。此外在依列茨防護區也有山洞，在高爾基州有巴爾努克洞，在莫洛托夫州有以冰凍'鑽石穴'著名的空谷爾洞，在烏拉爾沿培什瑪河有乾溝洞，洞裏有史前人類的工具，在高加索有庫塔以斯的一些洞，在西伯利亞有富含第三紀動物羣遺體的下武丁洞，和寬大的巴拉崗洞。

世界上最大的山洞是北美坎泰基州的獁猛洞，連所有岔洞一起一

共有 250 公里長；洞裏有許多‘大廳’和‘穿廊’，分做好幾棚；大廳當中最高的高到 30 公尺(圖 85)。洞裏流着整條的河，並且還有好些湖。

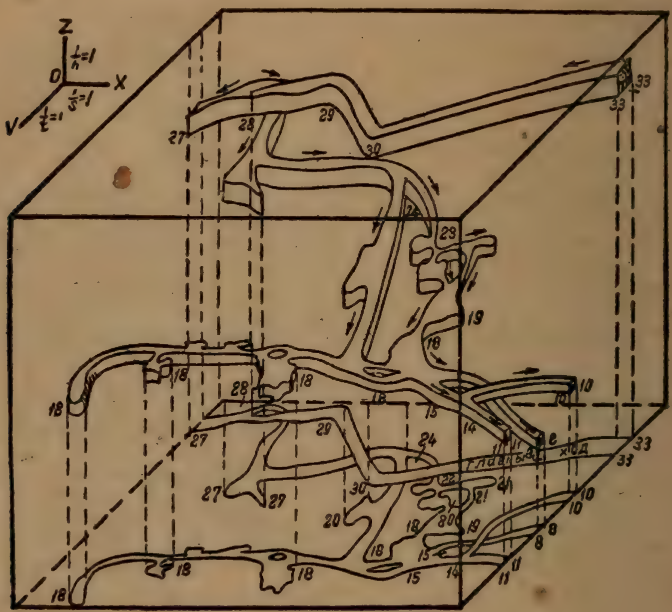


圖 85 一部分猛獁洞概要圖：
下為平面投影，上為立體圖。

西歐的一些大山洞分佈在德國艾斯萊本附近——維麥堡洞，長有 6 公里左右；達爾馬提亞的喀斯特有無數的山洞，其中最出名的是“阿德斯堡穴”，總長有 4—6 公里，英國有德翁郡的一些山洞等等。

可以說，凡是有可溶性岩石發育的一切地區都能够碰到山洞。不過大多數山洞並沒有通到地面的出口，因此觀察者無從看得到它們罷了；它們的存在只能够根據當地地形，上因塌陷現象而產生的一些變動來推測。

喀斯特 最多又最顯著的塌陷現象發生在可溶性岩石直接露出地面而沒有鬆散浮土掩蓋層的地方。這種地方在西歐就是位於特里亞斯

特和萊巴赫、北伊斯特別亞和卡林提亞、亞德利亞海和薩瓦河之間的喀斯特石灰岩高原地，這個區域裏地下水的潛蝕作用進行的規模是這樣大，場陷現象的分佈又是這樣廣，因此這個地方的地名——喀斯特就變成了不論是什麼地方碰到的類似這樣的現象的通用名詞了。因此，通常不說場陷現象和場陷景觀，而說喀斯特現象和喀斯特景觀，雖然按'喀斯特'(карст)這個名詞的精確字義——石頭地——說來，更正確些只能把這個字詞用在童山濯濯的'喀斯特'型的地方，就是說，只能用在有石灰岩、白雲岩或其他各種可溶性岩石直接出露到地面上的地方。蘇聯這樣的地方就是克里米亞崖刺(Яила)❶上的石灰岩高原，這裏'喀斯特'現象非常發達。

喀斯特化作用從形成'喀兒地'(карровое поле)開始。落下來的雨水和雪水，停聚在岩石的不平整的地方，對岩石產生了溶解的作用，因而岩面表面便佈滿了小槽子、窪窩兒、小坑和窟窿；水對岩石的這種作用叫做**殘蝕作用**(разъедание)或**腐蝕作用**(коррозия)。隨着窪處規模的擴大，發生了分隔窪處的壁的消滅的現象，於是幾個窪處便滙集起來成了小溝。小溝愈來愈多，愈寬愈深，最後，整個地區都佈滿了數不盡的、不規矩的溝，時而彼此滙合起來，時而以各種角度而互相分開。分隔窪處的沒有受破壞的一部分岩石，薄得變成了上邊鋸齒交錯的薄壁；或者甚至殘蝕作用的通道變得如此奇形怪狀，以致整個岩石崩場成了一堆亂七八糟的各式各樣的石塊。所有這一類的景觀統叫'喀兒地'(圖 86)。

隨着'喀兒地'裏的溝的增長，'喀兒'之間的脊楞就崩垮成了一塊塊的石頭，石頭下部受着在溝裏流動的雨水的消磨，因而逐漸倒場，塞滿了一溝，'喀兒地'那種鋒銳的輪廓也柔和起來，'喀兒'開始消滅了。

隨着石灰岩的溶解，石灰岩所夾雜的黏土質便把溝填滿了，於是使植物有了紮根的可能，植物又靠着根部析出來的酸和植物殘體腐爛時

❶ яила— 韃靼語'夏季牧場'之意——譯者。

所形成的碳酸而加速了岩石的溶解作用，石灰岩的脊楞和大的塊兒彷彿就像沉在黏土之間的樣子，變得愈來愈少而成了沒有楞角的石塊，好像獸骨一般。由於這些作用的結果，'喀兒'便完全消失了。

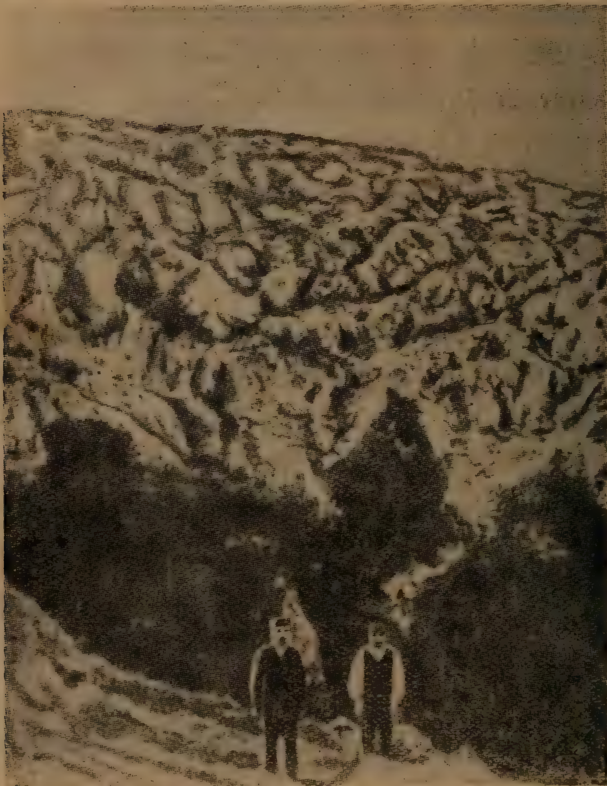


圖 86 克里米亞崖剌上的"喀兒"地和天然豎井。

除了'喀兒'以外，喀斯特景觀的特點還在於有許許多多的山洞、空洞和塌陷，其中有塌陷漏斗 (провальная воронка)——斗淋(долина)、天然豎井、坡立谷 (польe) 和塢窪 (увал)。

所謂塌陷漏斗或者斗淋是指圓圓形的各種大小的漏斗或碟子形的窪地，對徑大小自幾公尺至 200 公尺不等，數目多少也變化很大：有些

地方能碰到這麼多，以致地面就像害過天花一般，佈滿着這些斗淋，而在另一些地方斗淋的分佈則是孤零零的，並且彼此隔得很遠。恰特爾·達克崖剌的中間一級上，斗淋的數目變動在每平方公里自 30 個至 50 個之間。斗淋的底上鋪着黃褐色的或者紅紅色的黏土，並且常常被植物覆蓋着。



圖 87　小巴爾汗山新第三紀含石膏黏土層滿佈落水洞的喀斯特地形。

天然豎井是指一些深坑——'無底洞'(пропасть)，深度超過寬度很多很多倍；這種豎井的壁是陡峭的，而底則消失在黑暗之中，深度常常相當大。位於崖剌中央部分的如圖 86 所表示的覺蠟廟豎井的深度達到了 114—118 公尺。天然豎井的一頭或者是死的、不通的，或者變成了山洞。豎井的底上往往積着雪和冰。

有地上水到裏面隱沒了的天然豎井就叫做**水陷**(катавотр)或**落水洞**(понор)(圖 87)。

所謂坡立谷是指很寬的、長長的水槽形的低窪之處，底兒很平而幫兒很陡，幾乎是直立的。有時候坡立谷也成一種不規則的船槳形的輪

廓。坡立谷的底通常是平的並且鋪着黏土，不過有些地方有叫‘魔座兒’(мозоры)或‘胡魅’(хумы)的石灰岩的石巖從底上突起來，這是在坡立谷區域裏受過洗刷的喀斯特的殘餘。順坡立谷的底流着或者是暫時的或者是經常的溪流，由喀斯特水來供給水源，不過這種溪流的水並不流出坡立谷來，而在落水洞裏消失掉。

坡立谷只有一部分是由塌陷作用形成的，而多一半的情形則是通過斗淋的冲刷所形成。介於斗淋和坡立谷之間的形式叫做塢窪。

降落到喀斯特地面上的雨水被無數的裂隙、斗淋、天然井、天然豎井等吸收了去，因此喀斯特的地面上水源很貧乏，而帶着一種荒涼的氣味。喀斯特地面上難得碰得到的小溪流，源流也不長，很快就打落水洞裏消失到地下面去了，所以這種河流的河谷帶着盲谷的性質。此外，喀斯特溪流有一種把自己的陷塌性的河口順流往上推動的趨勢，因此盲谷往往在下部變成了旱谷。有些河流在一個地方躲到地底下去了，在另外一個什麼地方流出地面上來，而後又消失到空洞裏去。這一類河流的典型的例子就是克蘭的沛克河，這條河在地面上各個地段上流動的部分又叫做文子河和萊巴赫河。

如果在一種情形，喀斯特區域裏有發源於喀斯特區域以外的、水量豐富的大河穿過的時候，這些大河的河谷就會成爲峽谷的樣子。這類河谷的特出的典型有克里米亞的、有些地方深到 1000—1200 公尺的薩爾吉河的河谷、達吉斯坦的深狹谷和嘎格附近厚層石灰岩區域裏的汝普瓦疊山澗的狹谷等等。

隱沒的雨水到達了溶解性岩層的底板上，便阻止在不透層上，成了潛水。這種潛水位置很深，整個喀斯特地面以下到處都是：在崖剌裏離地面有 400 公尺。在喀斯特區域之內，這種潛水形成了複雜的水系，沿裂隙流動着(圖 88)，有時候滙聚成河，可以在山洞裏看得到。在喀斯特區域的邊緣上，潛水向高地的脚下流出去，成了無數自裂隙和洞穴裏流出來的、水流豐富的泉水和溪流(圖 89)，這種泉水就叫做湧泉（во-

клюзы)。

與喀斯特區域裏雨水洗刷過程中的激烈溶解作用相結合的潛蝕作用，逐漸地促使喀斯特趨於消滅。這種過程以形成喀斯特型小溝開始，小溝裏流動的水把岩石裏的垂直裂隙改造成了斗淋和豎井，斗淋和豎井的數目愈來愈多，於是就像天花一般佈滿了整個喀斯特地面。斗淋併合起來，變成了塢窪和坡立谷，塢窪和坡立谷又逐漸低落直到位於喀斯特底部的潛水面上。潛水從坡立谷的一頭流出地面來，到另一頭又在落水洞裏消失了。不過潛水一面在地下往前流，一面就破壞着坡立

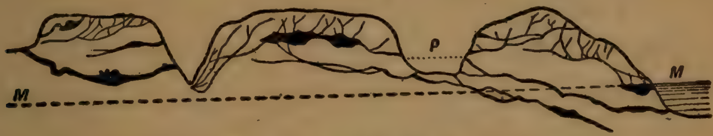


圖 88　喀斯特水道概要圖：
M—M—海面；P—坡立谷；黑色分枝細線表示喀斯特水道；粗黑線和粗黑斑表示山洞。



圖 89　阿爾泰的一個澎澎不已的湧泉。

谷與坡立谷之間的壁障的根基，一旦由於受到水在地上和地下的作用，坡立谷之間的壁障垮了，一個個的槽谷便彼此併合起來，於是在荒蕪不毛的高高的喀斯特中間就出現了肥沃的、低低的谷地(如克里米亞的白大爾谷地)。

隨着喀斯特地面上‘喀兒’的形成和坡立谷的擴展，地底下同時也在進行着地下河流的破壞作用。地下河流開劈出來的山洞逐漸大得使洞的穹頂部分已經支持不住它本身重量的時候，於是就崩場下去，把一段地下河流暴露了出來；地下河流在這些塌陷的地方就出現到光天化日的地面上來，而再往前又跑到地底下去了。久而久之，塌陷的數目愈來愈多，到最後，地下河流就在窄窄的峽谷式的狹谷裏全部地露到外面來了。這種狹谷後來又發展成了寬谷，把喀斯特地區一塊塊地分隔開，每一塊地區又受着邊谷的分裂作用分成了許多個別的部分，終於在原先是喀斯特區域的地方出現了大致相當平坦的地面，有幾片孤零零地島嶼般的高地，像四壁很陡的巉巖一樣的所謂‘魔座兒’或‘胡魅’，或者甚至是又高又寬的大塊高地。

喀斯特區域中不同的部分，由於受潛水位置深淺的影響和可溶性岩層厚薄的影響，可以達到不同的發展階段。比如像恰特爾·達克和卡拉比·崖剌的大部分都是處在喀斯特現象十分發育的時期或者說成年期，而克里米亞·崖剌西部，自白大爾至里文，就已經帶着喀斯特消逝現象的一切特徵而是處在老年期了；同樣開始衰老的特徵也明顯地表現在八步崗和尼基塔·崖剌上。

侵蝕作用的終極結果

暫時的和經常的地上和地下的流水就這樣在改變着大地的表面。大大小小的雨水流盡力要把它們所流灌的地方的高度降低到和最鄰近的溪流水面一樣，支流要把自己的河谷降低到主流水面上，而主流又盡力要把自己的河床改變到和海面的高度一樣。海面就是這樣一個最後的極限，一切流水都盡力要把大陸的表面降低到這個極限上，因此，海

面也就是一切大陸水❶的侵蝕基準面。

如果一個什麽區域相當長期地受着侵蝕作用的話，那末，不管這個區域的原始地形是什麽樣，都要降低下去，一切這個區域的山都要消失，分水嶺都要變成矮矮的山包兒，而河谷之間的地方則變成了緩緩的圓頂崗子。整個區域將變成河水的流域而由樹枝狀的水系流洩着，不過水流變得非常輭弱，流得非常緩慢，因為所有河流和它們的支流都逐漸平衡起來，達到平衡剖面了。雨水和融雪水或者是潛入到鬆散的冲積浮土的底下去，或者是緩緩地在地面上流動着，不再發生冲刷作用。所有冲溝都停止了自己的發展而變成了緩緩的坳。這種代表侵蝕作用終極形式的地面就起名叫‘準平原’(пенеплен)，也就是‘差不多平原’(почти-равнина)的意思。

烏拉爾東部斯維爾德洛夫州範圍以內的地方可以做為這種準平原的很好的例子。如果我們從卡奇卡納山上往下看的話，那末整個擺在東邊的一片地方就都是丘陵微微起伏的平原，個别的、由花崗岩、角斑岩、斑岩及其他各種火成岩構成的低低的山包兒和平平凸起的圓頂崗子，就是過去什麽時候曾經在這裏存在過而在侵蝕作用影響下已經消失了的高山的殘餘了。過去什麽時候在這裏很窄的狹谷裏流動過的山澗急流式的河水，已經削平了自己的河槽，迂緩地帶着河水向鄂畢河流域流去。更往東，準平原就漸漸轉成了眞正的平原，是由過去曾經在這裏存在過的第三紀的海底所造成的。

大地回春作用和侵蝕循環

一個因為受侵蝕作用而達到了準平原階段的地方，可以就在這種形式中非常長久地存在下去。不過這種情况也是可能的，就是已經停止了的侵蝕作用又在這種情况下重新活動起來：河流活潑了，雨水和融雪水又有可能洗刷風化了的物質而形成了水轍和冲溝；準平原逐漸變了樣，讓位給了侵蝕過程發展初期所特有的地形。引起大地回春現象的這種流水的地質作用之所以活躍起來的原因可能是：(一)由於該地區中央部分的隆起，(二)由於侵蝕準基面

❶ 大陸内部四下不通的區域除外。

的下降，(三)由於該地區雨水總量的加大。

一個地區的中央部分隆起而侵蝕基準面並不改變的，就使得河水的流速由於河流傾斜加大的關係，也加大起來，並且隨着新的傾斜的出現，河流的方向也改變了。同時，許多老的河流或者縮短了，或者甚至完全消失了，而另一方面又形成了新的河流，因此水文系統的性質完全改變了。現時芬蘭就正在受着這類的回春作用，芬蘭是一個山岳地帶的結晶岩石的骨幹，這個山岳地帶老早已經消失，因爲受到在這裏活動了好些地質時代的侵蝕作用的壓迫而變成了準平原。在地質史上最後一紀時，芬蘭蓋滿着冰，在冰川雕鑿的作用影響之下，地形又有些改了樣子，就是說突出的地形和緩了，盆地也展寬了，冰化了以後就變成了湖泊；不過這裏並沒有發生過自準平原向一邊嚴重傾斜的現象。後來開始於冰期以後、並且在西北方面逐漸增長起來的芬蘭和斯堪的納維亞隆起的作用，使水文系統脫離了平衡階段，阻滯了西北方向的水流而加強了東南方向的水流，因而這裏就出現了新的河流（太波勒河、沃克薩河）；湖水開始從這一個湖倒到另一個湖，湖與湖之間形成了急流和跌水，水的侵蝕作用大大增長起來，開始了甚至到現在還在繼續着的、整個區域中地形的根本改造的現象，而以前這個區域則是非常長期地一直處在準平原的階段上。

當侵蝕基準面下降的時候，也因爲河水流速的增高而發生了流水冲刷作用的再生現象。不過和地殼隆起時所生的大地回春作用不同的是，水文系統並不發生多麼顯著的變化：活躍起來的河水還是在原來的河槽裏、照原來的方向流動着；由於河水活力再生使河槽切深的關係，支流的侵蝕基準面就降低了，而由於支流侵蝕基準面的降低，第二級和第三級的支流也重新活躍起來。已經安息了的坳又變成了活生生的冲溝，於是雨水也由於冲溝傾斜度加大的關係，又有了冲刷溝幫子和分水嶺的可能。

另一方面，侵蝕基準面的上昇則引起了水系未老先衰的現象，可以使侵蝕作用減小或者甚至終止。類似這樣的現象就曾經在俄羅斯平原南半部上發生過。大部分俄羅斯平原南半部在地質歷史上許多世紀中都曾經是海底，這些海有時在東西方向上、有時在南北方向上淹沒着俄羅斯平原的南半部，其中最後的幾個海——薩爾馬特海、麥鄂特海和龐特海——曾經淹沒過今天濱黑海的乾旱草原區域，到逐漸接近第三紀末尾的時候，愈來愈向南遷移。這樣看來，按成因說俄羅斯平原南部既是原先的海底，本來應該就是個平原；不過在第四紀的時候，原來在今天的裏海和黑海的位置上的鹹鹹的龐特海·裏海的海面，由於這一地帶的下沈和乾旱的緣故，降低到了現代大洋面以下 50 公尺光景。因爲侵蝕基準面的降低，濱黑海的乾旱草原就遭到了激烈的冲刷；河流在草原上形成了寬而深的河谷，無數的冲溝形成了密網。代替原先的平原，出現了侵蝕地形。可是侵蝕作用並沒有達到準平原階段，因爲快要到這個時候，地中海的水浸入了黑海窪地，黑海的水位上昇到了今天的樣子。

由於侵蝕基準面的昇高，河流就中止了切深自己河槽的工作，海水淹沒着河流的下部，形成了海股（第涅伯海股、布格海股、庫雅里尼茨海股等）。主河谷切深作用中止的現象傳到了支流，又通過支流再傳到冲溝系統；侵蝕作用結束了自己的活動，或者差不多也等於沒有了。這樣子，新俄羅斯城的乾旱草原，由於自己的水系受黑海水位昇高的影響而迅速衰老的結果，就變成了準平原。

然而，這個原因的影響並沒有傳到水文系統的項部上，中部俄羅斯乾旱草原繼續遭受着侵蝕的作用，而且直到今天還是這樣；關於這一點，今天在這一帶所發生的激烈的冲溝發展的現象，就是證明。

已經到了準平原階段的一個地方的回春作用也可能是由於河流體系中的水量因爲雨水降落量增多而增多的關係發生的。比如，伏爾加河流域裏最大的侵蝕作用，就是與這條河因爲大冰川融化而水量增多的現象是關聯着的。有些學者（如 H. A. 莎科洛夫）解釋俄羅斯南部河流作用活躍起來的現象是由於近代期間氣候潮濕了的緣故。

侵蝕作用的衰亡和後生的過程可以一次又一次的重複着。

侵蝕循環　自侵蝕作用開始到消滅的這一段時間叫做一個侵蝕循環。而所謂循環並不是指什麼一段絕對的時間，因爲侵蝕循環的長短決定於種種的條件。比如，一個由軟弱岩石所構成的區域，它的侵蝕循環就會比由堅硬岩石所構成的地區的侵蝕循環時間要短些。一個循環裏的個別的、一個緊跟着一個的階段叫做期。

少年期指一個地區所在的這種狀態，卽這時河流具有迅速急湍的水流，河流的作用促使河谷的切深和展寬；平衡狀態甚至就是在河流的下游也沒有；谷壁陡峭；側邊支流增長着，但沒有攫有整個流域；湖泊開始低落，彼並之間由具有湍流和跌水的水脈連接着；冲溝形成作用發展激烈；地形由於河谷的切深比受風化和洗刷關係所促成的分水嶺低落的現象來得快的緣故而複雜起來。

當河流把自己的河床在下游、中游、甚至在上游也有一部分都冲平了的時候，少年期就轉成了成年期。急流和瀑布消失了，水流平穩起來；盤據整個流域成爲複雜的樹枝狀水系的主支流也同時達到了平衡狀態。冲刷作用集中在河流的上源一帶：這裏河流具有相當大的傾斜度，河谷還保存着陡的壁，而在河流其餘的部分，谷壁已經變得柔和、平

緩了，不過谷壁上的風化產物還是很容易被雨水洗刷到河裏去。粗大的石碴，河流只有在上游的時候才携帶着，在其餘的部分則只能够搬運柔軟的泥和沙子。河流在下游形成了蛇曲，蛇曲又有一部分隔離開成了牛軛湖；冲溝的頂部還是活躍的，而下部則變成了拗。湖泊收縮到了相當小的規模。地面普遍降低的現象繼續進行着，分水嶺愈來愈低，谷壁愈來愈平緩，物質冲走過程擴展到了整個河系，直到支流的源頭上和所有河谷的壁上——直到河谷間的分水上。

更進一步的侵蝕作用就促使到達了老年期，老年期開始於平衡剖面不只是在主流的一切部分已經達到了，而且在主流的所有支流上也都已經達到了。這時，河流已經不再侵蝕，而只是搬運和堆積着冲積浮土。由於河身的徘徊不定和大量蛇曲的形成，河流水道已經拉得非常長了。河道的拉長引起了河水運動的極大削弱，因而河口便壅塞起來。分水嶺和谷壁降低得使它們的洗刷作用也停止了；河源上的和河谷間的分水嶺都低緩下來，於是這個區域的地形也就簡化到了準平原的形狀。

侵蝕作用的速度和總量

對於侵蝕作用的速度和大小的概念，通常是從計算域流從自己的流域中所搬運出去的礦物質沈積物的量得出來的。拿河流一年間搬運出去的冲積浮土的量用河流流域的面積來除，就得到了這個地區每年所侵蝕掉的一層地面的厚度。把各個流河侵蝕的量加起來就得到了所有大陸上一年間侵蝕作用的總量。雖說這種計算是不會精確的，不過無論如何，對於大陸面在侵蝕作用影響之下所發生的變化的速度和大小是提供了一些概念。

幾條大河流域每年冲走物質的數據（單位公厘）

	根據彭克	根據布魯克納
易北河	0.017	0.012（泰特申以上）
萊茵河	0.041	——
塞納河和馬納河	0.020	0.024（巴黎以上）
馬斯河	0.027	0.050（列日以上）
泰晤士河	0.017	——
多瑙河	0.061	0.56（維也納以上）

阿爾維河	——	0.210(根福以上)
雷斯河	——	0.180(福陸斯蘭以上)
龍納河	0.143	0.440(維勒乃萊以上)
阿姆·達里亞河	0.126	0.120
印度河	0.275	0.270
恆河	0.295	0.300
伊洛瓦底江	0.407—0.312	0.310
揚子江	0.072	0.070
尼羅河	0.013	0.013
密西西比河	0.060	0.045

所有河流每年自大陸面上搬掉 10 立方公里的岩石，這等於有 0.08 公厘❶厚的一層，而要從地面搬掉 1 公尺厚的一層就需要 1 2500 年。

中歐的地面，這樣子平均每低落 1 公尺要過 16 4000 年。

(四)衝蝕作用

和其他一切局限於一定氣候帶中的剝蝕作用相反，衝蝕作用是在所有氣候帶中都起作用的，不管當地降雨量多少和緯度高低怎樣。

大陸從四面八方都被海洋包圍着，如果海洋是平靜的話，那末海水就不會使陸地受到什麼損害了；可是海洋上難得看到有平靜的現象，甚至就是風完全息了的時候，還是有寧靜的小浪長期在海面上繼續盪漾着。此外，海洋上還有經常的週期性海流、漲潮和退潮等等，使海面永遠不已地處在運動狀態中。

所有各種不同形式的海水波動對於海底的狀態差不多都不生任何影響。最大海波在 200—300 公尺深的地方表現得已經如此微弱，而不能進行任何顯著的機械作用了。海流要影響海洋更深些，可是海流又由於海水運動很慢的關係，也只能從海底上把極細的泥激起來。海洋的主要破壞作用是集中在高而陡的海岸邊上的，因爲在這一帶，滾滾而來的海浪碰到了構成海岸的岩石阻擋着它們，衝擊海岸而開了花的海

❶ 路卡舍維奇提出的數字是 0.1 公厘。

浪的力量往往非常大。根據四十年觀察的結果，北蘇格蘭沿岸的海濤，夏天在每一平方公尺的海岸上要產生 3000 公斤的壓力，冬天則大約在 1000 公斤，而當起了最强烈的海上風暴的時候，則可以達到了 5000 公斤；在地中海的阿爾及利亞沿岸，海浪的力量相當於每平方公尺 3000 公斤；在黑海的土阿普塞城，海浪衝擊力達到每平方公尺 2800 公斤。在北海岸上蘇格蘭的維克灣裏，當有一次吹起非常强烈的海上風暴的時候，把一部分有 800 噸重的人工做的堤推了 3—4 公尺。在黑海的土阿普塞城，海浪把一個 8 立方公尺的水泥塊從防波堤上拋了開去。

在海浪的、如此强大的無數次不斷的衝擊之下，就是最堅固的岩石，像花崗岩、正長岩等等也會支持不住而逐漸崩碎、腐爛、潰散起來，由它們所構成的海岸也就破壞了(圖 90)。

風浪的作用

海浪到達岩石海岸以後，奔騰着衝擊到海岸上，然後高高地飛騰起來。海岸正當海浪衝擊的時候，受到的破壞作用最大，因而就在海濤可及的高度上形成了一個窪處；由於海浪衝擊以後向上飛騰的關係，海浪



圖 90　克里米亞喬志廟附近海浪摧毀海岸的情形。

所'鑿'出來的這個窪處，總的看來就成了個長槽子的形狀，沿海岸的根

底上延展着，與進襲的海浪的方向平行。

隨着這個槽子規模的擴大，上面探出來的岩石便支持不了本身的重量，於是崩落下去，到了海水裏，變成了滾滾而來的海浪所能掌握的東西。海浪把石巖崩落下來的碎塊忽前忽後地反覆推動着，拿它們當作撞擊的工具，加速着對海岸的冲刷作用。有些時候，受着被海浪旋動的石頭的鑽磨作用的影響，在岸邊的石巖上也造成了像瀑布下面那樣的巨人鍋，不過位置是在水平的方向上罷了。如果岩石裏有裂隙的話，那末，海水順裂隙鑽進去的時候，就產生了比在別的地方更强大的冲刷作用，因而在石巖上形成了大大小小的洞穴。如果遭受海浪作用的岩石不是性質一致的，而是由强度不同的一些部分所構成的話，也能看到同樣的現象。海濤摧毀着海岸的石壁，逐漸把它向大陸方面往後推。如果當衝蝕作用的初期，海岸在 *А* 處，那末，過了些時候，就挪到了 *Б* 處、*В* 處等等(圖 91)。和河流一樣，河流是在水位最高的時候對河谷產生最大的冲刷作用的，海水也是在强烈海上風暴和强烈漲潮的時候產生最大的摧毀作用。在平靜的時候，或者波動不顯著、漲潮不利害的時候，海水就退開了受破壞的海岸，在海水和陡峭的海岸石壁之間留下了一片平平的地帶：叫做**海岸階地**(Береговая терраса) 或者**海灘**(пляж)

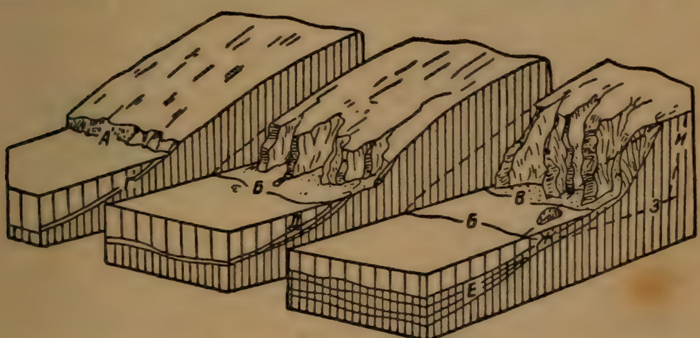


圖 91　海濤摧毀海岸的情形。
А, Б, В, З, И—海岸破壞過程中的先後幾個階段；*Г, Д, Е, Ж*—濱岸部分海底因海岸破壞產物的堆積而逐漸昇高的情形。

(圖中 *Б—В*)。



a



б

圖 92 *a*—海利果蘭島外觀；*б*—島的平面圖，虛線表示該島過去的規模(比例尺：1:5 0000)。

海岸冲刷作用繼續得愈久，海岸斷崖向後撤退得就愈遠，而海岸階地也就變得愈寬。然而海岸受海水的冲刷作用也不能無止境的進行下去。陡岸向後撤退得愈遠，海浪要達到岸邊就愈困難，因爲海浪前進的力量都消耗在克服對海灘的摩擦作用上了。當海灘一旦增長到使得甚至最大的海浪也達不到陡岸的時候，海水的冲刷作用也就到了盡頭。在這種情形下就說海洋已經完成了海岸正常剖面了。

究竟海洋冲刷作用進行得有多麼快，可以根據下面一些實例來判斷：拉曼什海峽兩岸由於海水冲刷的關係，每年後撤 2 公尺；在諾福克和蘇福克（在蘇格蘭的德國海岸上），自 1824—1829 年間海水把海岸冲去了寬有 16 公尺以上的一帶地方；在波羅的海科爾堡附近，海水每年用 0.5—1 公尺的速度向岸上進襲着；沿諾曼地海岸上，在法國，每年要冲掉 0.3 公尺寬的陸地；1825 年海水冲斷了玉特蘭半島，而在半島裏形成了一條林庇奥海峽。

在大西洋上的法國梅多半島上，海岸破壞的速度如下：

1818 至 1830 年海岸後撤了 180 公尺，即等於每年後撤 15 公尺，

1830 至 1842 年海岸後撤了 350 公尺，即等於每年後撤 29 公尺，

1842 至 1845 年海岸後撤了 105 公尺，即等於每年後撤 35 公尺。

海濤冲刷作用的極其顯著的例子，就是德國海上的海利果蘭島。這個島在 1072 年的時候，面積還有 900 平方公里，並且是以物產豐富著名的，而現在却只剩下了一條狹長的巉巖，面積大約在 1.5 平方公里，高有 60 公尺，四面八方圍着沙灘（圖 92）。

黑海上，受冲刷作用損害非常利害的是東岸，在高加索山脈直接低落到海邊的地方（圖 93）。這幅圖表示土阿普塞城的石料建築物在海濤影響之下受破壞的情形；這座城位於有一半防波作用的海港裏，所以受海浪衝擊的情形還沒有到像高加索山脈陡峭的山坡上所受到的那樣强烈的程度。而在嘎格城裏，七年間海水就冲掉了一條大的有 200 公尺寬的海岸。

不過也有些地方，海岸冲刷得很慢，比如像在阿爾及利亞，整整十



圖 93 土阿普塞城建築物受海濤破壞的情形。

二個世紀海岸才只縮後了 10 公尺。在受到緩緩隆起作用的海岸上，冲刷作用就完全終止了。比如今天在整個斯干的那維亞半島上，在芬蘭，以及在歐洲和亞洲的北冰洋沿岸上，都在進行着隆起作用，而下降作用則在整個澳洲沿岸一帶可以看得到。在下沈到了海面以下的地方，海水就得到了侵入陸地內部的可能，於是那時候，海水的冲刷作用也就沒有止境了。海水在向陸上侵擊時，就像一把鋸子一樣，把陸地上所有不平整的地方都要鋸得一般高；山岳和高地在這種情形下，起初變成了島嶼，後來當大陸其餘的部分也已經被海水佔據以後，還能够或多或少地在相當長的一個時期中保存着，最後，就是這些島嶼式的高地也在海水摧毀作用的影響之下完全消滅了。如果這種受過海水冲刷的地區後來又開始上升了，並且自海面下露出來了的話，那麼這時候又會出現一片具有理想平原地面的陸地。這種受海洋割切過並且堆積着海洋沉積物的平原，可以在西伯利亞西部，自北冰洋直到哈薩克斯坦，在鄂畢河和額爾齊斯河流域，在北部邊區，在列寧格勒附近，以及在其他許多地方都能看到。

構成受冲刷海岸的岩石的位置和成分，對於冲刷作用的速度和性質起着很大的影響。如果岩石的走向是和海岸平行的話，那麼，海浪將在那些自海洋向陸地方面傾斜的岩層中發生最大的效果：奔向巉巖的海浪，衝擊着那些迎着海浪翹起來的岩層，因此海浪的衝擊力差不多全部都用在破壞海岸的作用上去了(圖 94)。

可是如果地層是水平的話呢，那麼就是在這種情形下，成直角衝擊過來的海浪的影響，同樣也是很大的。不過在這種情形下海岸通常形成一種階梯狀，這就削弱了滾滾而來的海浪的衝擊作用，所以這種影響也就有些和緩了(圖 95)。

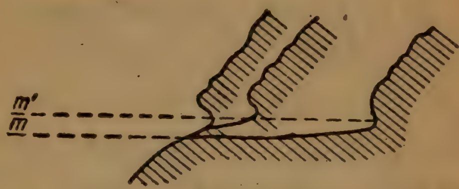


圖 94　岩層向大陸方面傾斜的海岸受海水下冲的情形。

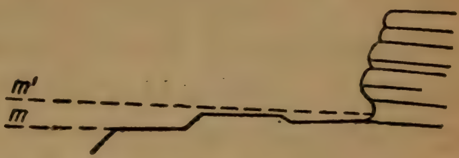


圖 84　由水平岩層構成的海岸受海水下冲的情形。

海岸破壞作用最小的是在這種情形，就是當地層是自陸地向海洋方面傾斜的時候。地層在這種位置上的時候，海浪就順着地層往上滾動，幾乎碰不到任何阻礙，於是它們全部的衝擊力量，只單單消耗在摩擦作用上，而不能產生冲刷作用(圖 96)。

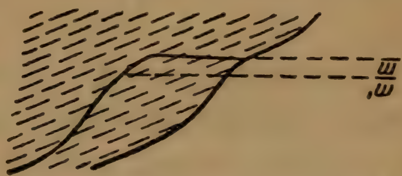


圖 96　岩層向大海方面傾斜的海岸受海水下冲的情形。

當地層走向和一般海岸線垂直的時候，岩石的成分就對冲刷的性質和海岸線的輪廓起了很大的影響。如果岩石成分不一致的話，比較堅硬的、難得被冲刷的岩層就形成了突出的海角和半島；而軟弱的，即容易冲刷的岩層則破壞了，在它們的位置上出現了海港和海灣，或者出

現了像在西班牙人們稱之爲'利牙撕'(риас)的一種海灣。這種海岸就叫做橫式海岸,或者叫利牙撕式海岸,以區別於岩層走向與海岸線平行的縱式海岸。橫式海岸在大西洋佔優勢,而縱式海岸則在太平洋佔優勢。

潮汐的作用

除了漲潮的時候,海濤的作用加强了以外、漲潮和退潮的存在還促使沿岸一帶形成了自海洋向海岸方面以及自海岸向海洋方面的海流。這種海流在海島之間的海峽中,在漏斗狀張開的河口中以及在海港和海灣中,達到了特別大的力量的時候,就不光是能够在沿岸一帶而且也能够在海底上進行相當大的衝蝕作用。這是由於當波長很大的漲潮波在前進運動中受到海岸拘束的時候,就在它的所有深度上,卽自海底直到海面,產生了一股流動;在這種情形下海水的冲蝕作用就不只是像風浪作用那樣在海面上進行着,而且一直到很深的地方也在進行着。這種現象尤其發生在潮水侵入的水道收緊得很利害的地方。像在新布朗施維格和新蘇格蘭之間的芬地灣裏,潮水就達到了特別大的高度,並且在堅硬的岩石海底上開闢了一條兩岸陡峭的水道,一直達到海面以下110公尺深的地方,而在海灣其他的部分裏,海底的深度則不超過40—70公尺。

潮流的冲刷作用也同樣促成了三角港(эстуария)的形成。所謂三角港是指注入到潮汐作用相當强烈的海裏的河流的漏斗狀擴展的河口,比如:葉尼塞河、亞馬遜河、泰唔士河、易北河、維塞爾河等河的河口。三角港的出現是由於侵入到河口的潮水形成了像一堵好幾公尺高的牆一樣,用每小時60—100公里的速度向前推進的關係;旣然這時候還有河水被攔阻成池子的作用,那麽,河口就在所有這些大量的水的影響之下,變成了漏斗般開展的形狀。潮汐在河口裏的作用可以和水閘相比:水閘一關一開的時候,就引起河裏的水忽而漲起來,忽而跌下去。旣然退潮的時候所發生的水位跌落的現象是進行得極其强烈的,那麽

河流當受到潮水阻擋時在自己的河口裏堆積下來的全部冲積物當退潮的時候就不能够再存留在原處，而要被遠遠地搬到海裏去，所以在這種河口裏不可能有三角洲的沈積物形成。三角洲和三角港是彼此互相排斥的。

海洋每年衝蝕的總額

如果把英格蘭海岸破壞的情形作爲是陸地上海岸每年被破壞的平均值的話，那麼計算一下所有大陸上的海洋每年的衝蝕工作，就可以得到如下的結果。

英格蘭的海岸當受冲刷的岩岸平均高有 50 公尺的時候，平均每年要後撤 0.03 公尺；每長一公里的海岸帶裏，每年所喪失的岩石的量將有 1500 立方公尺，而所有的大陸上的海岸線的長度算起來有 26 0000 公里，拿這個數值用上面提到的從每一公里英格蘭海岸上搬掉的岩石量的平均值來乘，我們就可以得到整個陸地每年受衝蝕作用的消耗量是 0.4 立方公里。既然這個數字和大陸受侵蝕作用每年搬去的，達到 10 立方公里的總額比起來要小，那麼在當代地質時期中，對陸地的破壞作用來說，海洋衝蝕作用的意義也就不及侵蝕作用了。

（五）刨刮作用（刨蝕）

水不只在液體狀態中破壞着地面，而且在固體狀態中，即呈冰的形態時也破壞着地面。在液體狀態時，水在海洋裏到處起着作用，不受當地地理緯度和氣候條件的限制；而成爲冰的時候，水就只是在高緯度中和氣候寒冷的高山區裏，才是一個地質動力。今天冰川的總面積佔整個陸地的 10%，而冰川的 0.5% 是在高山上，99.5% 主要是在兩極區域。

冰川或者說冰河，是在降雪量非常大，整個夏天也化不完的地方形成的。

夏天雪化不完的區域，就叫做位於“雪線”以上的區域：雪線在地球

上不同的部分是處在不同的高度上的:在高緯度的地方低些,而在低緯度的地方則高些。在北緯 82° 的福蘭茨·約瑟夫地上,雪線不超過海面以上 50—80 公尺,在西藏和喜馬拉雅則高到 6000 公尺。除去溫度以外,風的影響、總的降落量以及當地東西南北的位置等都影響着雪線的高度,常常在同一個山地裏,雪線的位置在不同的山坡上也不同。譬如,在高加索雪線的高度在北坡上大約在 3000 公尺,在南坡上大約在 4000 公尺,而在乾燥的東南坡上,則雪線的高度昇高到 4300 公尺。

然而,落在雪線以上的雪並不是到處都會變成冰的,這種現象只在那些有適當的地形和氣候條件的地方才能發生。如果雪落在很陡的山坡上,那麼在這裏雪就不會變成冰,因爲過多的雪將形成雪崩而滾落下去。同樣的,在降雪量非常少的地方,也沒有冰川形成,例如在東部西伯利亞的上揚納河山地裏就沒有冰川,雖然這裏常年的平均溫度非常低(−9°);而位於南緯 43.5° 的新西蘭因爲高地上雪下得非常多,算起來就有 50 多個大冰川,冰川的下端一直下降到了葡萄園和常綠樹帶。

雪變爲雪冰和冰川水

從雲彩裏落到大地上的雪,是六角形冰的晶體的複雜的雛形,成爲各式各樣的小星,或者成爲很細的小針。有時候雪也成爲穀粒的形狀。夏天在高山上或高緯度上,由於陽光的影響,雪花表面開始融化,形成了顆粒的形狀,這種形態的雪就叫做**原生雪冰**。在水蒸氣和液體水份凝聚的影響之下,雪冰的顆粒就長大起來。在形成了的雪冰的面上又落上了一層新的雪,這一層新的雪後來也變成了雪冰。當雪冰覆蓋層逐漸增厚的時候,上層雪冰就壓擠着下層雪冰,結果下層雪冰就緊密起來,顆粒之間的空隙被擠出去,一個個的雪冰的粒子於是融合在一起而形成了透明的**冰川冰**。冰川冰被網狀毛細管大小的裂隙分隔成爲有稜角的小塊,叫做冰川粒。當雪變爲冰雪並變爲冰的時候,發生着下面這樣雪的壓緊的現象:

1 立方公尺的雪重 85 公斤,

1 立方公尺的雪冰重 500—600 公斤，

1 立方公尺的冰重 900—960 公斤。

或者換句話說，1 立方公尺的冰是由 11 立方公尺的雪造成的。

當受壓的雪冰層形成冰川冰的時候，冰川裏就出現了層理，常常甚至到冰川的末端上還保存着。

冰川的形狀及其分佈情形

形成的冰的量和它的形狀決定於氣候條件以及地面的性質。在降雪量很大的寒冷區域中所形成的冰多得成爲一片完整的厚層覆沒了整個的地面，因而在這裏，地面上的地形對於冰川形狀的影響就完全沒有表示，或者退居於次要地位；反之，在降雪量不大或者常年平均溫度相當高的地方形成的冰就很少，在這些地方，冰川只出現在低窪的地方，並且它們的形狀主要決定於地情形的性質。

冰川可以分作三個主要類型：(一)山岳冰川或阿爾卑斯式冰川，(二)高原冰川或斯堪底納維亞式冰川，(三)冰川蓋或大陸式冰川。

山岳冰川或阿爾卑斯式冰川是在具有尖削的鋸齒狀山脊的高山上形成的，這一種冰川最好的代表就在阿爾卑斯，因此它們也就得名叫阿爾卑斯式冰川。在阿爾卑斯山裏冰川位於周圍有巖石壁岸，並且彼此隔離開的陷落地帶和窪地中。這一類冰川的補給區或雪冰區是與流動區分開的。補給區常常成一個塘子、盆地、圍場的形狀，或者甚至是一種分岔很多的冲溝或狹谷的形狀，流動區則成爲舌條的樣子。補給面積和流動面積之間的比例，在不同形式的阿爾卑斯式冰川中也不同。補給區位於雪線以上，流動區位於雪線以下。補給區或雪冰區與流動區之間的界限叫雪冰線。雪冰線通常和雪線是一致的。

雪冰線所在的位置可由等高線在冰川面上通過的情形來決定：在雪冰區中雪和雪冰的表面總是成爲凹下的形狀，於是等高線因此在這裏就形成一種凸出面朝向冰川上源的曲線。隨着逐漸向流動區接近，等高線便逐漸變直起來，而一旦過渡到了流動區，則又重新彎曲起來，

不過是彎向相反的一面，就是說，是彎向冰川的末端。彼此彎曲方向相反的等高線之間的界限畫成一條直線的樣子，就是雪冰線所在的位置了。

阿爾卑斯式冰川之中還可以分作好幾類：

冰窩冰川（каровый ледник）：形成在高山中的差不多就在雪線高度上的低窪之處。它們並不從形成區域中流出去，所以也沒有補給區和流動區的分別。按照它們的外表輪廓，冰窩冰川是一個湯匙的樣子，而從三方面被陡削的、幾乎是壁直的巉巖峭壁包圍着。冰窩冰川也叫做第三級山岳冰川（圖 97）。

懸冰川或第二級山岳冰川，就是擴大了的冰窩冰川，從形成冰窩冰川的原始盆地中流出來，急劇地下降到山坡上。在懸冰川裏可以很清楚地分出補給區和流動區，並且平均說來，兩個區域面積的比例等於



圖 97 濱極區烏拉爾的冰窩冰川（C. Г. 薄奇播）。

8:1。這一類的冰川常常在比利牛斯山上看到，所以它們也叫做比利牛斯式冰川(圖 98)。



圖 98　天山裏的懸冰川。



圖 99　帕米爾的費勤珂冰川。冰川中間的黑帶子爲中間冰磧。

很陡的懸冰川的斷裂開來的部分，可以在山坡底部一帶又重新融合成一個整體，這時候就出現了再生冰川。屬於這一類的有圍場式冰川(цирко вый ледник)。這種冰川是在圓圓形的被巉巖峭壁所包圍着的窪地中形成的，由削壁上跌落下來的雪冰和冰補給着。

有一個共同的補給區而方向恰恰相反的一些懸冰川就叫做浮網冰川(переметныe ледники)。

山谷冰川或第一級山岳冰川是所有阿爾卑斯式冰川當中最大的一種。冰川自山頂上下降到山谷裏，並且在山谷裏綿延着就像冰凍了的河流一樣。在阿爾卑斯山裏山谷冰川的補給面積和流動面積的比例，算



圖 100 格陵蘭的冰川蓋。點子表示該島邊緣沒有冰的部分，夾點虛線表示冰川面上的等高線。

起來平均在 3:1。山谷式冰川之中又分作單式山谷冰川，是只由一條冰川構成的，和複式或者綜合式山谷冰川，是由好幾條冰川結合在一起所形成的一股總的冰流。阿爾卑斯山裏最典型的山谷冰川就是發源於幼婦峯南坡、長達 24 公里的阿來奇冰川。圖 99 表示的也是屬於這一式的帕米爾的費勤珂冰川，長有 72 公里。

山岳冰川當中比較少見的類型就是火山錐上的帽頂式冰川以及狹谷冰川。第一種形成在火山錐的頂上，像一頂帽子樣；從這頂帽子向四面八方流出去許多像舌條形狀的分支，填滿了所謂“羊尾溝”(бараНКОСЫ)的侵蝕山溝。這種冰川可以在堪察加的火山上、在揚·麥燕島上、在奇里曼察羅和其他許多地方都看得到。

狹谷冰川是由雪和雪冰聚集在深而窄的峭壁夾着的狹谷中所形成的。

高原冰川形成在具有高原式或平凸式的山頂的山上，冰在這種山上由於冰床地形簡單的原故而成爲一片連續的整塊。高原冰川沒有陡峯的約束，而且到了高原邊緣上的時候或者逐漸趨於消滅，或者從高原上像許多舌條一樣降下去，形成了懸冰川和山谷冰川。高原冰川在斯堪底納維亞的山上發育得很好，就因爲這樣，所以這一式的冰川常常被叫作斯堪底納維亞式冰川。可以拿斯堪底納維亞面積有 900 平方公里的尤斯台大爾斯布來冰川來做例子，它形成深深切進到了高原山谷裏的 20 條短短的冰舌降下去。

大陸冰川蓋發育在兩極的地方，並且達到極大的規模。這種冰川的形狀是不受冰床表面性質的影響的，它們的厚度，大得使地面上所有的高低不平都淹沒在冰川的下面了。大陸冰的表面成一個鼓起來的盾的形狀，自邊緣向中間慢慢地高起來。最著名的大陸冰川在格陵蘭(圖 100)，此外在探查還很不够的南極大陸上也有大陸冰川。格陵蘭冰川的厚度，根據南森的計算，在中央部分不下 1800 公尺(圖 101)，而它們所佔的面積則等於 190 萬平方公里。只是在快到海岸的時候，因爲冰

變薄了，有些地方才有所謂"怒拿塔起"（"нунатаки"）的個別巉巖從冰底下冒出來，而格陵蘭比較內部的地方則完全掩蓋在很厚的冰層下面；

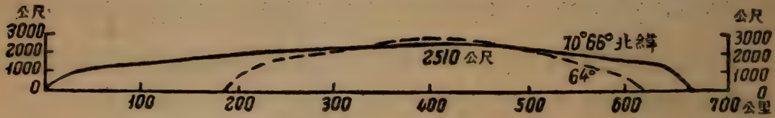


圖 101 格陵蘭冰蓋橫剖面圖：

實線表示冰蓋沿北緯 76°66，的剖面；虛線表示沿北緯 64° 的剖面。

這個冰就像發麵團一樣，自中心向四面八方慢慢爬散開去，而到了格陵蘭的海岸邊，就成了很厚的冰舌，沿峽江（фиорд）式海灣下到海裏去，再沿海底近岸的部分流動一些時候，後來就斷裂了，飄起來，成了冰山。

還有一種類型比較少見的冰川，卽**山前冰川**，是由好幾條山谷冰川從山上下降到平地上，並且在平地上融合成了一片連續不斷的寬廣的冰塊。它的表面幾乎都是水平的。

類似這樣的名字叫馬拉斯平的一條冰川就位在阿拉斯加聖伊利亞山和落干山的山麓上，從這些山上流下來的山谷冰川就在山麓上形成了一片連續的冰蓋，大有 3500 平方公里。

現代冰川在各個區域中所佔面積如下：

歐洲	阿爾卑斯	3800 平方公里
	比利牛斯	40 平方公里
	斯堪底納維亞	5000 平方公里
	西班牙和揚・麥燕島	1 5000 平方公里
	高加索	1840 平方公里
亞洲	中央亞細亞和西伯利亞	1 0000 平方公里
美洲	北美和阿拉斯加	2 0000 平方公里
	南美	1 0000 平方公里
非洲		20 平方公里
澳洲和新西蘭		1000 平方公里
兩極	格陵蘭	190 0000 平方公里
	施匹茨堡根	5 6000 平方公里

福蘭茨·約瑟夫地	1 7000 平方公里
新地島	1 5000 平方公里
北美洲諸島	10 0000 平方公里
南海諸島	3000 平方公里
南極大陸和島嶼	1300 0000 平方公里
總計:	1515 7000 平方公里

這相當於全部地面的3%，或者全部陸地面積的10%。大部分的冰川都在兩極地方，全部冰川面積只有0.5%左右是溫帶地方高山上的冰川。由此可見，冰主要是在具有寒冷的極地氣候的區域中才是一種地質的動力。

冰川的運動　不要看冰是一種固體，可是却有流動的能力。

冰川裏的冰的運動首先是被瑞士牧人看出來的，他們看到帶在冰川面上的石頭日漸往下推動着。學者許吉對冰川運動作了比較精確的觀察：他在下阿爾冰川上一塊巉巖脚下搭了一個茅棚子，後來這個茅棚子就開始逐漸向下離開巉巖愈來愈遠，速度大致每年在100公尺。海穆對龍納冰川的運動作了更精確的觀察。他爲了這個，在龍納冰川各個不同的地方橫過冰川直直地擺了一行行的有顏色的石頭(圖102)。過了一年，發現冰川兩邊的石頭向前推動了10公尺，而冰川中間的石頭則向前推動了100公尺；原來由石頭擺成的直的線由於冰川中央部分的運動比較快，後來就彎成弧形了。在許多冰川上並且在好些年間所作的類似這樣的觀察，證明冰川也正像河流那樣在流動着，不過只是慢得多罷了。總的說來，冰川裏冰的運動比河裏水的運動要慢過1 0000倍。像河流一樣，冰川裏運動最快的部分是在冰川中央的一帶，冰川裏的最大流動線或者說冰川的快速線，也像河流的快速線一樣，彎曲起來，向凹進的岸邊逼進而脫開突出的岸邊；靠近底上，冰川遭受和冰床的摩擦作用，冰的運動也正像河底上水的流動那樣減慢下來，在坡度陡的地方冰川的運動加快了，而在坡度和緩的地方就減慢了。

不同的冰川，運動的速度也是不同的：一般說來，運動速度隨冰川的大小而增減。阿爾卑斯式冰川當中最大的每一晝夜向前推動的距離不超過0.2—0.4公尺，而格陵蘭式冰川的冰舌部分一晝夜間則要流過20—30公尺。冰川的每一點的運動速度冬天和夏天始終都是一致的。冰之所以有運動的能力是因爲冰具有一種柔性。現在已經證明，甚至就是這樣的物體，像金子、鐵、銀子以及其他一些物質在強大的壓力之下也具有這種性質。例如鉛在壓力超過200大氣壓的時候也會像冰那樣地流動起來。別的物體在高壓之下才具有的那種性質，冰在平常的壓力之下就具有了。不需要任何外界的影響，冰就能夠流動，能夠改變自己的形狀，

同時却並不變爲液體狀態。比如，如果我們把一塊塊的冰拿來，用它們裝滿一個什麼器皿以後，就讓這個器皿在溫度接近 0° 的光景放一放，那麼過不了多久所有碎冰塊就會連結起來，



圖 102 測量成一條線橫擺在冰川面上的石頭以觀察龍納冰川運動的情形。1—冰磧；2—石頭線；3—裂隙。

並且冰就會變成盛冰的那個器皿的形狀。

壓力增加了冰的柔性；丁道爾把冰放在事先做好的木頭模子裏加以壓擠的時候，得到了由冰做成的各式各樣的玩意兒。壓榨的時候聽到冰沙沙地響，這是由於冰在壓力之下破碎成爲細小的碎塊而發出來的聲音；既然冰的融化溫度因壓力而降低，那未崩碎了的小冰塊就是和冰混起來的；一旦壓力減小了，水又重新結冰，於是崩碎了的小冰塊就凍結在一起，變成了裝碎冰塊的那個東西的形狀。

在冰川裏所發生的現象也正和在人爲的實驗中所發生的現象一樣，在強大壓力的影響之下——這種壓力是由於上部冰層的重量在冰川的下部中產生的——冰的柔性增大起來，

於是冰就從冰層比較厚的地方向比較薄的地方運動起來，就是說從造冰作用的中心向邊緣上運動起來。在這個意義上冰川的運動可以和稀糊糊的發麵團兒的運動情形相比。如果冰川是處在一個傾斜的平面上，那麼除了由柔性所產生的運動以外，還要加上一種因爲滑動作用而產生的運動，因而冰川運動的速度就加大起來。

冰一面具有柔性，同時又是一種脆性的物體，完全不能拉長。因此，冰川中央部分的比較快的運動和冰川邊緣部分的比較慢的運動就常常使冰開裂並引起側邊裂隙的形成。當冰川從狹谷裏流出來到了寬谷的時候，這時候冰川的舌部就向四面八方推展開來，而在冰川的末端形成了縱裂隙。同樣的，冰槽的不平整和陡的坡度也引起冰川完整性的破裂，並引起橫裂隙的形成。

冰川大小的變化

冰川長度的變化和冰川末端的向前推進或向後收縮決定於冰川補給區中降落的雪量和舌條部分中冰的融化量之間的比例。

當自雪冰區流來的冰量與冰川舌條部分中融化掉的冰量之間達到了平衡狀態的時候，或者換句話說，當收入的冰和付出的冰相等的時候，冰川末端向前推進的現象就中止了。冰川的最末端既不向前進又不向後退的時候的冰川的位置就叫做冰川的**固定位置**。

當收入冰量超過付出冰量的時候，冰川的下端就向前推進了，在這種情況下我們就說是**冰川的前進**；當付出冰量超過收入冰量的時候，冰川末端就向後退縮了——這就是**冰川的後退**。冰川大小的最大變化可以在不同季節中看到：冬天和春天，冰川收入多，夏天和秋天，冰川付出多；不過，冰川的季節變化很有限，而且在阿爾卑斯式冰川中厚度不會超過 3—5 公尺，長度不會超過 10 公尺。除了季節變化以外，在冰川裏還可以看到多年週期性的後退和前進的現象。最顯著的要算是 35 年的週期，這和布魯克納所定出來的 35 年的氣候變化週期是相符的；不過由於冰運動得非常慢——大約每年 100 公尺，補給區降雪量的增大或減少只有過了幾年以後才會在冰川的末端上反映出來。因此，冰川變化週期的開始和布魯克納的氣候週期比起來總要落後一些。總的說來，冰川的前進和後退是同時表現在地球上所有的冰川上的，不過，在

小的冰川上這種現象最先看到，而在大的冰川上則要晚幾年。同時還注意到，冰川的後退比前進所佔的時間更長些；後退期平均佔 30 年而前進期則只佔 10 年。此外，還有證據推測冰川還在極長期的過程中受着更激烈的變化，比如：十八世紀以前冰川所佔的面積比現在要小得多，而且冰川的這種狀態顯然已經繼續了好幾個世紀了。在十八世紀和十九世紀的前半期，開始了冰川激烈增大的時期，增大的程度超過了冰川通常的變化。十九世紀是冰川局部前進和後退的時期，而在有些區域，像阿爾卑斯，最近 50 年以來，冰川則在顯著地後退着。

冰對地面的影響 如果液體水的運動對地層還起了破壞的影響，那麼，大量運動着的固體——冰對地面所起的影響程度一定會更大了。

一立方公尺的冰重 920 公斤，當冰的厚度在 100 公尺的時候，每一平方公尺的冰河床將受到 920 噸的壓力。100 公尺的厚度只是不大的阿爾卑斯式冰川的情形，而大陸冰的厚度往往超過 1000 公尺甚至更多。由此可見在冰川的底上產生了龐大的壓力，由於這種龐大的壓力冰川就壓破了它底上的石頭，把它們磨碎，沿途並把整個的山崖撕裂開，形成了深深的刻槽和擦痕，挖起了寬廣的谷地和盆地，磨平了山脈的峭峻的輪廓，於是從根本上改變了地形。

雨水洪流的洗刷作用，好比像一把銼子的作用，逐漸地把地面上不平整的地方銼平了；河流的作用好比像一把刀，直直地往下切着；海洋的作用好比像一把鋸子，在水平方向上從下面鋸着海岸；而冰川的作用則好比深深地往下耕着的犁子一樣。

冰川的刨蝕作用因爲有事先的“冰下風化作用”而更容易了。冰下風化作用是通過在冰川底上形成的或者是從上面滲透下去的，或者是由於冰川在壓力作用之下而變成的水的作用所產生的。冰在壓力之下所變成的水滲透到了冰床的裂隙裏，在裂隙裏結起冰來，於是由於水在變成冰的時候體積的增大，裂隙也就增大了，岩石破裂開來，變成了石塊，然後石塊就被冰川收集起來搬走了。冰床的這種破壞作用就叫做冰

下風化作用。凍結在冰川底部的沙子、石碴和大石頭，當冰川運動的時候同樣也對冰床裏的岩石起着破壞作用。在大量上覆冰的壓力之下，石頭狠狠地磨擦着下面的岩石，把岩石磨掉了，形成了光滑的、發亮的磨光面，或者在石頭上做成了擦痕、刻槽和寬度有時達到 0.5 公尺的傷疤。另一方面，裹在冰川底部的石頭自已也磨擦掉了，喪失了自己的稜角，表面磨光了，佈滿了磨痕。這種石頭就叫做**擦痕石**。

因爲冰的覆蓋，沒有可能觀察到冰床的變化，對於冰川的刨蝕作用是難於直接測量的。因此關於冰川刨蝕作用的大小，只能間接地——即求出從冰川上面流出來的河流和小溪所帶出來的、被冰川刨蝕成爲砂或淤泥的物質的冲刷產物的總量——來得到一個大致的概念。像這樣做出的計算證明溫特阿爾冰川每年的輸出量爲 6000 立方公尺，這個冰川每年刨蝕它的冰床達 0.15 公厘厚的一層，這就等於是 6000 年 1 公尺。在阿拉斯加具有 3500 平方公里的面積的慕爾冰川每年搬運走的物質等於 9 公厘厚的一層。所以，冰川挖掘冰床並不比河流挖掘河床慢。

冰川刨蝕作用所造成的地形

冰川的刨削作用是和冰川的類型有着密切的關係的。刨削作用最小的表現在冰窩冰川中，刨削作用程度比較大些的表現在山谷冰川中，而在大陸式冰川中則達到了最大的效果。

在初期階段中所有雪線以上高聳山岳中的山谷上源的一切山溝都可能是形成冰川的冰窩，因爲雪在這些地方集聚起來並保存着的時間最長。當降雪量增大的時候——這可能由於天氣變壞而發生——在這些山溝裏集聚起來的雪就轉變成爲冰窩冰川了。隨着冰窩冰川的形成就開始了侵蝕山溝的改造作用：在冰的刨削作用的影響之下，由山溝形成了冰窩。因爲冰窩冰川的大小有限、運動很慢，所以只在高山裏造成湯匙形狀的、不很深的窪地，具有很陡的懸崖似的壁，像圍場似地包圍着冰川。冰川在這樣的窪地裏，主要是把窪地的底刨起來，而圍場的陡

壁則在洗刷作用和貼近冰川的物理風化作用——這種作用是由於山巖緊靠冰川的地方冷得很利害以及在沿着裂隙滲透到岩石裏去的雨水的凍結作用的影響之下而產生的——的影響之下而逐漸後退。

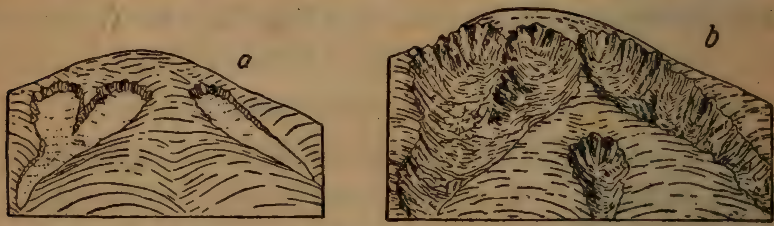


圖 103 a—冰窩冰川； b—發展初期的冰窩。

如果當天氣變好了的時候冰窩冰川消失了的話，那末在原處的地形上就留下了一個典型的湯匙形的窪處，三面被陡壁包圍着。在這種窪地的底上往往就形成了一個山間的湖泊。這樣造成的地形，根據造成它的冰川的類型就起名叫冰窩(圖 103)。

在初期階段上，冰窩冰川是位在比山脊低的地方，並且通常不是一個而是好幾個順着山嶺排成一行。在冰窩冰川形成以前，山嶺的頂部由於風化作用和洗刷作用，通常都具有柔和的輪廓，成一些圓頂山或饅頭山的形狀。由冰窩冰川隔離開來、和山嶺走向橫交的高地也是具有柔和的輪廓的。不過冰窩並不是老是不變的，而隨着時間的進度又有了進一步的發展。冰窩的壁因爲和冰窩冰川靠近的地方受到滲透到岩石裂隙中的水份的凍結作用的影響所產的激烈的物理風化作用而逐漸開展，逐漸後撤。冰窩底的面積增大起來，冰窩裏積聚起來的雪量也就多了，於是冰窩冰川也就愈來愈大。在這種情形下，冰窩壁的後撤現象既向山頂方面進行，同時也向旁邊進行，即向把相鄰的冰窩冰川彼此隔開的高地方面進行。

一旦冰窩擴展到山嶺的最高點的時間，那末，相鄰冰窩之間的山嶺的穹窿式的頂部就變成了金字塔形的高地和尖鋒。這時候山嶺就成了一條鋸齒狀的殘破的山脊。同樣的現象也發生在把相鄰的冰窩冰川隔

離開來的、與山嶺走向橫交的高地上。這些高地變成了很窄的、很尖的、像牆壁一般的山脊。冰窩發展的這個階段就叫做成年期。如果冰川在這個發展階段的時期融化了，那末冰床傾斜還是很陡，往往成爲階梯狀，並且具有無數磨去稜角的捲毛巖(圖 104)。

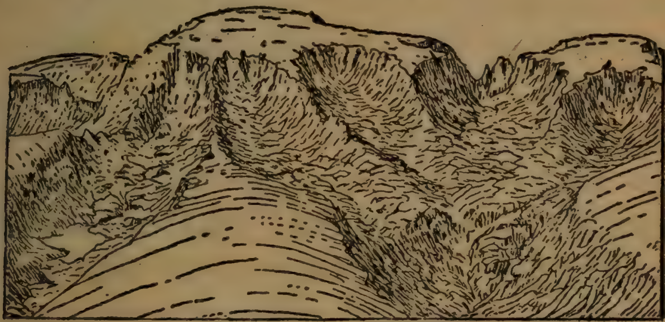


圖 104　成年期冰窩。

到了成年期的末了，冰窩的底就變得比較平緩了，階梯也磨平了，捲毛巖的個兒也變小了，並且在冰窩的中央部分出現了一個或者好幾個窪處，窪處就變成了山間湖泊，彼此之間由小溪連成一串。

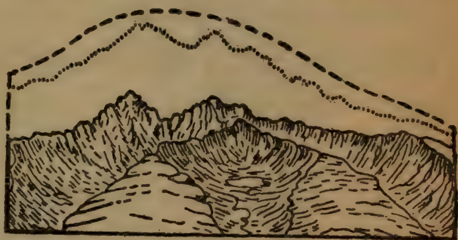


圖 105　老年期冰窩。

不過，如果冰川的存在在這個時期並沒有終止，那麼冰窩就會進一步發展下去。相隣冰窩向中央山脊方面的向後增長就使中央山脊降低了，尖峯和金字塔變矮了，失去了稜角；相隣冰窩之間的尖銳的山脊也消失了，或者變得爲稍微高起一些的小山峯，而山嶺的頂部則變成了城牆式的高原，差不多恰好位於雪線的高度上。冰窩冰川彷彿像是把山嶺的頂部完全吃掉了一樣。隨着山嶺的降低，降落下來的供給冰窩冰川的雪量也就減少了，於是冰窩冰川也就變薄了，變小

了，而它們的地質作用也逐漸消失。冰窩到了這種最後發展的形式就是到了老年期和衰亡期(圖 105)。

當雪線的高度不變的時候，冰窩發展的過程就是這樣進行的。如果雪線要是降低了的話——這可以因爲氣候的進一步變壞而發生——那末冰窩冰川就被改造成了或者是懸冰川，或者是山谷冰川；這兩種冰川的顯著界限是沒有的，因爲在懸吊式的冰川和山谷冰川之間存在着一系列的過渡形式。

起初山谷式的冰川是處在由河流侵蝕作用所形成的冰川地形以前的河谷裏的，不過後來河谷展寬和加深現象的發生，則已經是由於出現在這些河谷裏的冰川的削刮作用的關係。山地裏河谷的橫切面或者是字母V的形狀，或者是一個開口的梯形 ⌣ 的形狀；冰川把這種河谷的底改造成了槽子的樣子，而使河谷的壁變成了峭壁，因此谷的橫切面就成了字母U的形狀。由冰川所改造的這種河谷就得叫槽谷（трог）。然而槽谷的形狀並不總是像圖 106 所表示的那樣表現得很清楚的，並且槽谷的橫切面常常也不是字母U的樣子。在年輕的還沒有來得及把冰床切得很深的冰川中，槽谷的橫切面當冰川消失了的時候是一個凹進的形狀，不過沒有陡的直壁，這在橫切面上只能形成字母U的下部的形狀；槽形的可是沒有陡壁而具有平緩的壁的谷，當冰川非常長時期地刨刮着冰床的時候，也同樣可以得到。冰川把冰床刨深到了儘可能的限度，就開始把自己的力量差不多全部消耗在使冰床加寬的作用上去了，因此槽谷的壁彼此愈來愈遠，冰川向寬處爬開的時候也變薄起來，槽谷壁暴露出來的部分在侵蝕和風化的影響之下喪失了筆陡的傾斜，而逐漸向並行的分水嶺方面撤退，結果壁很陡的U字形的槽谷變成了很寬的稍稍凹進的兩壁平緩的槽子的形狀。這種形狀的槽谷就得名叫**開敞槽谷**(圖 107)。

槽谷的源頭和槽谷的其餘部分不同的地方在於槽谷的源頭是封閉的。槽谷接近起點時幾乎不改變自己的深度和寬度；槽谷合攏起來的

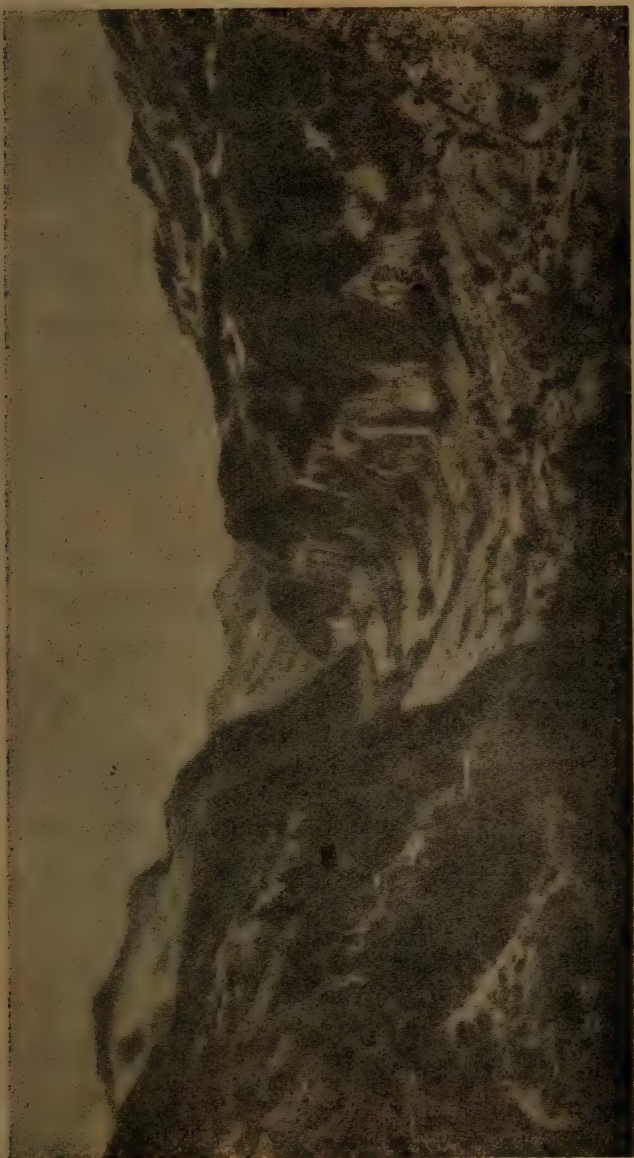


圖 106　阿爾卑斯山裏的槽谷。

部分成爲死胡同的樣子，自三面被陡壁包圍着。槽谷的死胡同在某些情形下成了擴展的輪廓而像馬戲園場的樣子，不過也有理由認爲園場是以後由於槽谷的死胡同受到消失了的、退縮到冰窩冰川階段的冰川的殘留部分的刨蝕作用而改造成的；槽谷的死胡同以上有時候分佈着年輕的冰窩，聚積在冰窩裏的水以湍流和瀑布的形態跌落到槽谷的死胡同裏。

槽谷的底並不像在已經充份冲刷好的河谷裏所看到的那樣是具有坡度一致的平坦的地面。冰川在途中遇到硬度不同並且岩層位置也不一致的岩石的時候，其中有些冰川刨刮得比較很容易，而另一些則比較慢並且刨蝕的程度也比較低，因此在冰槽底上的岩石冰床中間出現了窪處（窪處將來就變成了湖）、階梯和叫作‘壘隔’（ригиль）的橫的石壩。所有突出在槽谷底上的堅硬岩石都失去了稜角，常常佈滿了擦痕、傷疤、槽子或者磨光面，具有柔和渾圓的輪廓和外表；有些變成了非常



圖 107 科拉半島上喜賓山地裏的開敞槽谷。

特殊的形狀，到處可以在受過冰川刨蝕作用的區域裏碰得到。其中有一種成長長的卵圓形，長軸和冰川運動的方向一致，它們的前坡——卽向

着冰川來的方向的那一個坡——是平緩的，愈來愈向前收縮着，而相對的那一邊——即後邊，則是寬的、陡的，並且是斷崖式的，往往還伴隨着一堆堆的冰磧石，這種形式的大石頭叫作羊額石(бараний лоб)；這個名稱是阿爾卑斯山的牧人給它們起的，因爲它們和綿羊頭的上部的輪廓很像(圖 108)。有些石巖變成像枕頭一般擠作一團的卵圓形，形狀和一綹綹的頭髮一樣，並且從遠處看來就像捲曲的綿羊毛一般，因此給它們起了個名字叫捲毛巖。

槽谷的壁也帶着冰川琢磨的痕跡，壁上在各種不同的高度上可以看到像在槽谷的底上那樣的傷疤，槽子和磨光面，此外在槽谷壁上往往還看到有不大的窪進和突出的地方，這是由於冰在冰川流的不同時期中在不同高度上的融化而造成的。當槽谷壁上有比較硬的岩石出露在比較軟弱岩石之間的時候，硬的岩石就被改造成了大個的捲毛巖或者



圖 108　冰川刨圓了的石巖——羊額石(阿爾泰)。

成了失去稜角的膝狀的突出。起初的時候，冰川位於河谷裏，佔滿了整個河谷的寬度，不過後來把谷的底向深處愈來愈比向寬處挖得更深的

時候，冰川就逐漸集中到了谷的中央部分，即被改造成爲槽谷的部分。當冰川的質量逐漸向日益切深的槽谷中愈來愈集中的時候，冰川就把過去的侵蝕河谷的兩邊讓了出來，使它們出露在光天化日之下，只帶着微不足道的冰川刨蝕作用的痕跡。

因爲這個原故，槽谷邊緣以上，在槽谷的兩邊兒，常常可以看到一片片帶有冰川磨擦作用的遺跡的地方，上面往往分佈着側冰磧，這樣的地方就起名叫槽谷肩。如果槽谷是出現在冰川以前的很寬的河谷裏，就像圖 106 上所看到的那樣，或者是出現在更早的槽谷的底上的話，槽谷肩就能達到相當大；後面這種情形就叫嵌入槽谷。冰川在槽谷肩上所達到的那一條線就叫作冰磨界。

滙入槽谷的側谷和山溝，由於冰川把在裏面流着的小溪的口阻塞起來的關係，就暫時停止了自己的發展，而冰川所在的谷則由於冰川的刨蝕作用而繼續切深。一旦冰川融化了，槽谷的底就要顯得比側谷口低了，這樣一來，主河谷和側谷比起來就是過份切深了，這時側谷就叫作懸谷或切斷谷。這種懸谷裏的小河當注入槽谷的時候就成爲跌水和瀑布傾瀉而下。

如果側谷也像主谷一樣是被冰川佔據着的話，那麼主谷的切深作用由於位於主谷中的冰川規模比較大，就比帶着比較小的冰川的側谷要進行得快些，因此冰川融化以後，主槽谷的底將比側槽谷的底低，所以側槽谷同樣還是具有懸槽谷的性質(圖 109)。



圖 109 a—主槽谷；b—懸槽谷。

對於大陸冰川的刨蝕作用的概念是比較難以想像的，因爲大陸冰川分佈最大的區域——格陵蘭和南極洲——完完全全都被冰所掩蓋起來，因此，使得觀察者無從看到大陸冰川刨蝕作用的結果。關於大陸冰

的刨蝕活動，大部分不得不根據在我們這個時代以前出現過的冰期時代曾經處在冰下面的一些區域中的情形來判斷：北半球和南半球上極大部分現在是在大雪氣候範圍以外的地方，當時都曾經被大陸冰所掩蓋。

和阿爾卑斯式冰川相反，大陸冰當它向前運動的時候，是不管冰川形成以前的地形的性質的，一面從平原和山嶺上面向四面流去，越過山谷、高地和湖泊盆地的時候，大陸冰當越過山嶺就把山嶺的尖銳的輪廓削平了，使山嶺成了柔和的渾圓形狀。同時，受刨蝕作用最利害的是花崗岩、片麻岩、正長岩等堅硬的岩石，而比較軟弱的石灰岩、砂岩則因爲很容易變成讓冰易於從上面滑過的形狀而受刨蝕影響的程度比較小。由於這種情況，在古代冰川作用區域中，例如在斯堪的那維亞的山地裏，最高的山却是由石灰岩構成。被冰川刨蝕過的景觀中最普遍的形狀就是羊額石，羊額石對冰川的運動阻礙最小，並且是冰川的各種琢磨作用的終極形式。成羊額石形狀的旣有個別的石巖也有個別山嶺。

除了羊額石以外常常還碰到有往往從底部直到頂上把很大的高地完全蓋起來的捲毛巖、規則半穹形的穹頂式的山崗、長而窄的綿延到好幾百公尺並且中間往往有幾處縮緊的紡錘狀的山巖，這種山巖迎着冰川來的一端愈來愈向前收縮，而在相反的一端則逐漸擴展。所有這些地面突起的形狀，稜角都被磨去了，常常佈滿了磨光面、擦痕和槽子。

除了突出的地方以外，在刨蝕景觀中常常還碰見有凹進的地形，像盆地、窪地、深溝等，冰化了的時候就裝滿了水，變成了各式各樣輪廓的、但總是順冰川運動的方向拉長着的湖泊。 這些湖位於不同高度的基岩之間，彼此往往隔着條狹長地帶，湖水從一個湖裏溢出來，形成跌水、瀑布和急湍的溪流而注入另一個湖裏。 這些湖盆地的基礎往往和冰川還沒有到來以前就已經存在的構造窪陷地帶有關，不過它們的進一步的琢磨作用則是在冰川的影響之下發生的。芬蘭和卡列里亞的大多數的湖都是屬於這一類的刨蝕湖。

術語索引

А

абляция 剝削作用 162
абразия 衝蝕作用 161,176,229—237
авгит 普通輝石 109
агат 瑪瑙 101
адамемит 斜長花崗石 122
адуляр 透長石 107
актуализм 現實主義 7
алевриты 粉質岩 141
алебастр 雪花石膏 105
альбит 納長石,白長石 107
альдебаран 畢宿五 33
альмандин 鐵鋁石榴子石 110
амазонский камень 亞馬遜石(天河石),
107
амитист 紫水晶 101
амфиболы 角閃石 109,121
амфитеатр 圜場 180
ангидрит 硬石膏 105
андезин 安山長石(中性長石) 124
андезит 安山岩 126
анизотропные тела 非均質體 97
аномалия 反常現象 54,57
анортит 歪長石,鈣長石 107
анортоклаз 鈉微斜長石 124
антициклон 反氣旋 72,74
антрацит 無烟煤 24,148
аридный климат 乾旱氣候 79
аркозовые песцаники 長石砂岩 141
артезианские воды 自流水 196
асфальт 地瀝青 150
аспидный сланец 板岩 158
ассимиляция 同化作用 115
атачит '阿大奇'岩 136
атмосфера 大氣圈 67
атом 原子 19—28
этомный вес 原子量 20
атомная энергия 原子能 23
афанитовая текстура 隱晶構造 116

Б

базальты 玄武岩 127
базис эрозии 侵蝕基準面 199,225
балка 坳 193
бараний лоб 羊額石(羊背石) 255
бараня сы '羊尾溝', 243
барисф ра 重圈 55
батолиты 岩基, 198
белые карлики 白矮星, 35
берег поперечный 横式海岸, 236
берел продольный 縱式海岸, 236
берег риасовый 利牙撕式海岸, 236
береговая терраса 海岸階地, 231
биотит 黑雲母, 108
битовнит 碧城長石, 124
благородный гранат 貴石榴子石, 110
багхеды 膠石炭, 148
боковая эрозия 側邊侵蝕, 205
бокситы 鋁礬土, 103
болотная руда 沼澤鐵礦, 144
бора 瀑冽風, 76
брекчии 角礫岩, 141
бура 硼砂, 145
бурый железняк 褐鐵礦, 102
бурый уголь 褐炭, 147

В

ради '窪地' 180
валуны 頑石 141
вега 織女 33
ве́рхнее Течение 上游, 200
вечная Мерзлота 永久凍結, 52
висячий бок 上側, 129
висячий трог 懸槽谷, 256
висячие долины 懸谷, 256
висячие ледники 懸冰川, 256
влажность 濕度, 76
водонепроницаемые грунты 不透水層, 195
водоносные слои 含水層, 196
водопад 跌水(瀑布), 200
водопроницаемые гртнты 透水層, 195
водоразделы 分水嶺, 207
возрожденные ледники 再生冰川, 242
воклюз 湧泉, 222
волны морские 海浪, 84
вставленный трог 嵌入槽谷, 256
вулканизм 火山作用, 156,165
вулкандческие извержения 火山噴發, 157
вулканические породы 火山岩, 112
вулканические туфы 火山凝灰岩, 128
вольф-рейе 吳爾福-雷耶星, 33
выварочная соль 煮鹽, 103
выветривание 風化作用, 161
выветривание органическое 生物風化, 161,165,174
выветривание подледниковое 冰下風化, 248
выветривание физическое 物理風化, 161, 164
быветривание химическое 化學風化, 161, 165,171
ыпахивание 刨刮作用(刨蝕) 161, 237, 249,252,254,257

Г

габбро 輝長岩, 124
габбро кварцевое 石英輝長石, 122
галактика 銀河系, 37
галенит 方鉛礦, 99
галит 岩鹽, 103
галька 石卵, 141
гаммада '汗馬搭', 185
гарматан 哈馬炭風, 76
гейзерит 矽華, 143
геллефлинг 山燧石, 153
гель 膝 95,141
гематит 赤鐵礦, 101
геоид 大地水準球體, 50
геология 地質學, 1
геология историческая 歷史地質學, 4
геология региональная 區域地質學, 2
геологические процессы 地質作用, 157
геотектоника 大地構造學, 3
геотермичекий градиент 地熱增溫率,52
гибли 疾不力風, 76
гидратация 水化作用, 172
гидрогель 水膝, 95
гидрозоль 水糊, 95
гидролиз 水解作用, 172
гидросфера 水圈 66,80
гидротермальные отложенця 水熱礦床,135
гизельгур 矽藻土, 146
гиперстен 紫蘇輝石, 109
гипс 石膏 105,145
главконит 海綠石, 110
глауберова соль 芒硝, 145
глетчеры 冰河(冰川), 238
глетчерный лед 冰川冰, 238
глинистый сланеп 頁岩, 143
глины 黏土 143
глины валуные 漂礫黏土, 143

глины мергелистые 泥灰質黏土，143
глины огнеупорные 耐火黏土，143
глины сукновальные 漂白黏土，143
глины физические 物理黏土，142
глины жирные 肥黏土，142
глины тощие 瘦黏土 142
глудинные п роды 深成岩，121
глыбы 大石塊，141
гнейсы 片麻岩，153
гольфстрем 麥西哥暖流，87
горизонт геолоьический 地質層位，3
горная мука 山粉，146
горные ледники 山岳冰川，239
горные породы 岩石，111
горный воск 山臘，150
горный хрусталь 水晶，101
горообразование 造山作用，163,165
горообразовательные движения 造山運動，160
гороховый камень 豆子石，144
горючие сланцы 油頁岩，148
гравий 石子兒，141
гравиметрия 測重學，55
гранат 石榴子石，110
гранит 花崗岩，121
гранитовая магма 花崗岩岩漿，115
гранитовая структура 花崗岩岩狀組織，117
гранито—гнейс 花崗片麻岩，121
гранит профир 花崗斑岩，121
гранит порфировая структура 花崗斑狀組織，117
граница шлифования 冰磨界，253
гранулиты 白粒岩，153
графит 石墨，98
грейзен 雲英岩，121
гроссуляр 鈣鋁石榴子石，110
грунтовые воды 潛水 78,195,214
грунты водонепроницаемые 不透水層，195
грунты водопроницаемые 透水層，195
гумидный климат 潮濕氣候，78
гумус 腐植質，175
гумусовые угли 腐植炭，147

Д

дацит 達州岩(石英安山岩)，126
движение ледников 冰川的運動，245
дейтерий 重氫，22
дельта 三角洲 42
денудация 剝蝕作用，161,165,176
двугранники 雙面石，單稜石，187
дефляция 吹蝕 161,165,177
деформация 變動 4
диабазы 綠輝石，127
диагенез 硬結成岩作用，163,165
диаллаг 異剝石，109,122
диатомит 矽藻土，146
диопсид 透輝石，109
диорит 閃長岩 124
диорит кваңевый 石英閃長岩，122
дискордантная долина 不整合谷，207
дифереициация кристамическая 結晶分化，113,115
дифереициация магматическая 岩漿分化，113，
долина 斗淋，220
долины 河谷 206
долины антиклинальные 背斜谷，206
долины диагональные 斜谷，207
долины инсиквентные 非向谷，207
долины консиквентные 順向谷，207
долины моноклинальные 單斜谷，206
долины мертвые 死河谷，212
долины нейтральные 中性谷，206
долины несогласные 不整合谷 207
долины поперечные 橫谷，207

долины продольные 縱谷，206
долины синклинальные 向斜谷，206
долины слепые 盲谷，222
долины согласные 整合谷，207
долины сухие 旱谷，222
долины эпигенетические 後成谷，207
долинные ледники 山谷冰川，242
доломит 白雲石，104
白雲岩，146
дресва 石屑，141,166
дунит 頓山岩(石英安山岩)，125
дурная земля 歹地，193
дымчатый хрусталь 烟水晶，101

Е

еврейский камень 希伯來石，121
естественные шахты 天然豎井，220

Ж

железистый туф 鐵質凝灰石(鐵華)， 144
железный блеск 鏡鐵礦，101
железняк бурый 褐鐵礦，102
железняк красный 赤鐵礦，101
железняк магнитный 磁鐵礦，101
железняк хромистый 鉻鐵礦，106
живая сила 活力，189
жилы рудные 金屬礦脈，130

З

закон бэра 貝爾定律，206
залежи концентрированные 集中礦床，132
звезды 星，33
землетрясение 地震，163,165
земляные пирамиды 土塔，190
земная кора 地殼，92,110
земной магнетизм 地球的磁性，56
змеевик 蛇紋石，109
золь 糊，95

И

изверженные породы 火山岩，112
известковый туф 石灰質凝灰岩(石灰華)，144
известковый шпат 方解石，104
известняк 石灰岩，146
излившиеся породы 溢出岩，112
изогоны 等偏線，57
изодинамы 等強線，57
изоклины 等傾線，57
изотопы 同位素，21
изоморф 異質同像，95
изотропные тела 均質體，97
ийолит 伊約里岩，113
икряной камень 魚子石，144
ил 淤泥，142
ильменит 鈦鐵礦，106
интрузивные породы 侵入岩，112
инсеквентная речная сеть 非向河系，206
интрузия 侵入，112
исландский шпат 冰洲石 96
историческая геология 歷史地質學，4
источники воклюзские 湧泉，222

К

калиевая слюда 鉀雲母，108
калиевая соль 鉀鹽，145
кальцит 方解石，104
каменная соль 岩鹽，145
каменноугольная смола 煤焦油 147
каменная пустыня 石漠，185
камменый хаос 亂石攤，165
камменый россыпи 石頭攤，165
камменый угли 石炭，147
камтониу 堪屯岩，125
каолин 高嶺土 142
каолинит 高嶺土，110

капелла 五車二，35
кар 冰窩(冰斗)，250
карарский мрамор 卡拉拉大理石，155
карналлит 光鹵石，145
каровые ледники 冰窩冰川，250
карры 喀兒，219
карровые поля 喀兒地，219
карст 喀斯特，218
касситерит 錫石，133
катавотры 水陷，221
кварц 石英，100
кварциты 石英岩，142,154
кеннельские угли 濁黑炭，148
кератофир 角斑岩，126
кизельгур 矽藻土 146
кимберлит 金柏里岩，132
кислотность пород 岩石的酸度，119
кластические породы 碎屑沈積岩，140
климат 氣候，77—80
климатический пояс 氣候帶，70
кокс 焦炭，147
колено захватное 奪河拐，212
коллоидальное образование 膠體構成，95
компенсационные течения 補償海流，86
конгломерат 礫岩，141
консиквентная долина 順向谷，207
конкордантная долина 整合谷，207
конституционная вода 組成水，172
контактовый метаморфизм 接觸變質作用，135
контактовое рудообразование 接觸成礦作用，135
континентальные отложения 大陸沈積，162
конус ссыпания 倒石錐，165
концентрированные залежи 集中鑛床，132
корразия 磨蝕，161,165,212,219
корунд 鋼玉，103
коса 砂咀，203
котлы гигантов 巨人鍋，202
кремень 燧石，101
кремнистые туфы 矽質凝灰石，143
кривая нормального подения 正常水位跌落曲線，199
кристамы 結晶,晶體，2
кристаллография 結晶學，2
кристалло зернистая структура 結晶粒狀組織，117
крыша 頂板，129
кукерсит 枯柯石，148
курчавые скалы 捲毛巖，251

Л

лабрадор 拉州長石,鈣鈉長石，108,124
лакколиты 岩磐，109
ледники 冰川，237
ледники альпийского типа 阿爾卑斯式冰川，239
ледники висячие 懸冰川，240
ледники возрожденные 再生冰川，242
ледники горные 山岳冰川，239
ледники долинные 山岳冰川，239
ледники каровые 冰窩冰川，240
ледники материковые 大陸冰川，239,243
ледники переметные 浮網冰川，242
ледники пиренейского типа 比利牛斯式冰川，241
ледники плоскогорий 高原冰川，240,243
ледники скандинавского типа 斯干的那維亞式冰川，239
ледники ущелий 狹谷式冰川，243
ледники цирковые 圍場式冰川，242
ледники предгорий 山前式冰川，244
ледниковые отложения 冰川沈積 162,165
ледниковые покровы 冰川蓋，239,243
лежачий бок 下側，129
лёсс 黃土，142,160

летучие вщества 揮發物質, 133
лигниты 褐炭, 147
ликвация 析液作用, 112
лимонит 褐鐵鑛, 102
линза 透鏡體, 140
липарит 麗島斑岩, 125
листоватость 葉理, 151
литосфера 岩石圈, 66,89
луговая руда 草地鐵鑛, 144

M

магма 岩漿, 111,112
магназиальная слюда 鎂雲母, 108
магнезит 菱鐵鑛, 105
магнетит 磁鐵鑛, 101
магнитная сила 磁力, 56
магнитные Бури 磁暴, 57
массивно-миндалевидная текстура 塊狀杏仁狀構造, 116
массивно-пузыристая текстура 塊狀孔狀構造, 116
массивно-слоистая текстура 塊狀層狀構造, 116
материковый глыб 大陸塊, 80
материковый скат 大陸坡, 80
меандр 蛇曲, 205
мегалактика 大銀河系, 39
медный блеск 輝銅鑛, 99
медный колчедан 黃銅鑛, 100
мел 白堊, 146
мелафиры 黑玢岩, 127
мергель 泥灰岩, 143
метаморфизм 變質作用, 163—165
метаморфизм контактовый 接觸變質作用, 135
метаморфические породы 變質岩, 150
метасоматоз 交代作用, 135
метеориты 隕石, 28
минералогия 礦物學, 2
минералы 礦物, 2,94
мирабилит 芒硝, 145
млечный путь 天河, 37
мозоры 魔座兒, 222
монцонит 二長岩, 124
морские отложения 海洋沈積, 162,165
морские течение 洋流, 85
мрамор 大理石, 155
мусковит 白雲母, 108
муссоны 季候風, 72
мэотическое море 麥鄂特海, 226

Н

наступление ледников 冰川的前進, 247
нейтральные долины 中性谷, 206
нейтрон 中子, 20
нефелин 霞石 108
нефть 石油, 150
нивальный климат 大雪氣候, 79
нижнее течение 下游, 200
норит 紫蘇輝長岩, 124
нормальный профиль 正常剖面 3,233
нунатаки '怒拿塔起', 244

О

обезглавление одной рекой другой 河斷河頭(奪河), 210
обвалы 山崩, 216
обломочные породы 碎屑岩, 241
обнажение 撤露(剝蝕), 161
образование руд 金屬鑛物的形成, 130
обсидиан 黑曜石, 128
обтачивание 磨刷作用 165,185
овраги 冲溝, 192
огнеупорная глина 耐火黏土, 143
озерная руда 湖鐵鑛, 144
озокерит 地臘, 150

окаменелость 化石, 3
окислы 氧化物, 100
оливин 橄欖石, 109
опал 蛋白石, 101
омоложение страны 大地回春作用, 225
опока 蛋白土, 144
оползни 地坍(坍方), 218
органогенные Породы 生物沈積岩, 145
орогенез 造山作用, 163,165
ортогнейсы 正片麻岩, 153
ортоклаз 正長石, 107
ортофир 正斑岩, 126
осадки 沈積物, 139
осадочные породы 沈積岩(水成岩), 139
останцы 殘餘, 185
осыпь 倒石堆, 170
отвершка 岔冲溝, 192
отливы 退潮, 87
отложение 堆積作用, 162,165
отрицательная аномалия 負反常, 54
отступление ледников 冰川的後退, 247
офикальцит 蛇紋大理石, 155
офитовая структура 輝綠岩狀組織, 127

П

палеоботника 古植物學, 3
палеозоология 古動物學, 3
парагнейсы 副片麻岩, 153
пегматит 偉晶岩, 121,133
пелиты 泥質岩, 141
пемза 浮石, 128
пенеплен 準平原, 225
пассаты 貿易風, 72
перитотиты 橄欖岩, 125
песок 砂, 139
песчаники 砂岩, 139
петрография 岩石學, 2
пещеры 山洞(岩洞), 217
пизолитовый туф 豆狀灰華, 144
пикрит 苦岩, 128
пирит 黃鐵鑛, 100
пироксены 輝石, 109,120
пироксенит 輝岩, 124
письменый гранит 文象花崗岩, 121
плагиоклаз 斜長石, 107
плавиковый шпат 熔煉石, 104
пласт 岩層, 140
плеч трога 槽谷肩, 256
плоскость напластования 層面, 140
плоскость слоистости 層理面, 140
плутонизм 深成岩作用, 164
пляж 海灘, 231
пневматолитические образования 氣熱鑛床, 134
поверхностный сток 浮流, 194
подземные реки 地下河流, 196
подземные озера 地下湖泊, 196
поднивальный климат 雪下氣候, 78
подкапывание 刨刮作用(刨蝕), 212
подошва 底板, 129
положительная аномалия 正反常, 54
полье 坡立谷, 221
полярный климат 極地氣候, 78
поноры 落水洞, 221
понтическое море 麗特海, 226
поперечные долины 橫谷, 207
поперечный берег 橫式海岸, 236
пористость 孔度, 139
порфир 斑岩, 126
порфирит 玢岩, 126
постунательное движение 前進運動, 84,85
почвы 土壤, 175
почти-равнина 差不多平原, 225
приливы 漲潮 87,236
продольные долины 縱谷, 207
провалы 場陷, 217

провальная варонка 塌陷漏斗, 220
протон 質子, 20
пропасть 無底洞, 221
профиль равновесия 平衡剖面, 199
процион 南河三, 33
псаммиты 砂質岩, 141
псефиты 礫質岩, 141
пустыня 沙漠, 162
пучина 海淵, 80

P

радиоасктивность 放射性, 21
развевание 吹颺作用 161,165,177
размывание 冲刷作用 161,165,191
разъедание 殘蝕作用 161,165,219
рапакиви 拉帕奇偉花崗岩 115,121
распаханный трол 開敞槽谷, 252
растворение 溶解作用, 172
раухтопаз 烟水晶, 101
регрессия 海退, 163
риас 利牙撕式海灣, 236
ригель 叠隔, 254
ров 海溝, 80
роговая обманка 普通角閃石, 109
роговиковая стркутура 角頁岩狀組織, 150
роговиковый сланец 角頁岩, 152
россыпи 礦砂, 130
рубин 紅寶石, 103
рудные жилы 鑛脈, 130
рудные пласты 鑛層, 129
рудный шток 鑛柱, 130
руды 鑛石,金屬鑛, 128
руководящие океменелости 標準化石, 3

C

самосадочная соль 自出鹽, 103
самум 沙悶風, 76
сапфир 藍寶石, 103
сарматское Море 薩爾馬特海, 226
седимнтарные породы 沈積岩(水成岩), 139
седиментация 沈積作用, 162
сейсмические волны 地震波, 64
селенит 透石膏, 105
селитр 硝石, 5
сера 硫黃, 94
серебряный блеск 輝銀鑛, 98
серичит 絹雲母, 110
серпентин 蛇紋石, 109
сиаль 矽鋁帶, 69
сидерит 鐵隕石, 28
сидерит 菱鐵鑛, 105
сиениты 正長岩, 122
силикаты 矽酸鹽, 106
сильвина 鉀石鹽, 144
сима 矽鎂帶, 66
сириус 天狼星, 33
скарны 矽加岩, 135
склонение магнити й стлелки 磁針偏角, 57
сланцеватость 片理, 150
сланцы 片岩, 154
сланцы аспидные 板岩, 154
сланцы глинистые 頁岩, 143
сланцы горючие 油頁岩, 148
слепые долины 盲谷, 222
слои 層, 140
слоистость 層理, 140
слоистость нормарная 正常層理, 140
слоистость косая 交錯層理, 140
слоистость диагонналеная 斜文層理, 140
слюда 雲母, 108
смоляный камень 煤黑石, 128
смывание 洗刷作用, 161,165,188
снетовая линия 雪線, 292
сода 蘇打 145

солифлюция 土溜，76
спектр 光譜，30
спектр испукания 發射光譜，30
спектр поглошения 吸收光譜，31
спектр плошной 連續光譜，30
среднее течение 中游，200
срезанные долины 切斷谷，256
стадия 期，227
стадия юности 少年期，227
стадия зрелости 成年期，227
стадия старости 老年期，228
старица 牛軛湖，205
стекловатая структура 玻璃狀組織，117
стенка оползня 地坍壁，214
стоковые течения 淌流，85
стратиграфия 地層學，3
стратосфера 平流層，67
структура 組織(岩石的)，116
субнивальный климат 雪下氣候，78
суглинок 壤土，143
сукновальные глина 漂白黏土，143
супесь 砂土，149
суффозия 潛蝕(蛀蝕)，212

Т

тальк 滑石，108
твердые растворы 固體溶液，94
теббед 太敗風，76
текстура 構造(岩石的)，116
тектиты 玻璃隕石，30
теклоническая структура 地質構造，3
теплота земли 地熱，51
террасы бероговые 海岸階地，231
тиллит 冰磧石，143
толща 地層，140
тоналит 響岩，122
торф 泥炭，149
травертина 灰華石，144
трансгрессия 海侵，163
транспорт 搬運，161
траппы 大舖玄武岩，114,127
трахит 粗面岩，126
трепел 矽藻石，146
трехграники 三面石,三稜石，187
трог 槽合(幽谷)，252
тропосфера 對流層，67
туманности 星雲，37
турьил 圖里岩，116
туф 凝灰岩，128
тяжелая вода 重水，22

У

увал 塢窪，222
угли 煤，147
угол малого сцепления 最小安定角，216
уртит 烏山岩，125

Ф

фарфаровая земля 磁土，142
фельзиты 霏細岩，125
фён 薰風，75
физическая веветривание 物理風化，161，163
физическая глина 物理黏土，142
филлиты 千頁岩(千枚岩)，152
фимитовый гнейс 千頁片麻岩，153
фиорд 峽江,峽灣，244
фирн 雪冰，239
фирновая линия 雪冰線，239
флёц 鑛磐，130
флюоресценция 螢光，104
флюорит 螢石，104
фосфориты 磷灰土，106
фреатический климат 井泉氣候，78

Х

хальцедон 石髓, 101
халькозин 輝銅鑛, 99
халькопирит 黃銅鑛, 100
хамсин 旱辛風, 76
хибинит 喜濱岩, 116
химические породы 化學沈積岩, 143
химическое выветривание 化學風化, 161, 165,171,
хлорит 綠泥石, 108
хондриты 石隕石, 30
хризолит 貴橄欖石, 109
хромит 鉻酸鹽, 106
хромистый железняк 鉻鐵鑛, 106
хумы '胡魅', 222

Ц

центавра 半人馬座, 33
циклотрон 旋轉加速儀, 27
циклон 氣旋, 72,74
циклы эрозия 侵蝕循環, 227
цинковая обманка 閃鋅鑛, 99
цирковые ледники 圍場式冰川, 242

Ч

черемхит 瀉李木石, 148
чечевица 扁豆體, 140
четырехграники 四面石, 187

Ш

шапкобразные глетчеры 帽頂式冰川, 243
шаровая текстура 球狀構造, 116
шельф 陸棚, 80
шпат известковый 方解石, 104
шпат исландский 冰洲石, 104
шпат плавиковый 熔煉石, 104
шток рудный 鑛柱, 130
штрихованные валуны 擦痕石, 249

Щ

щебень 石礑, 141
щелочные карбонаты 鹼金屬碳酸鹽, 145

Э

эвтектика 共熔, 113
эгирин 鈉輝石, 109
экзарация 刨蝕, 161
экзогенные процессы 外力作用, 160, 165, 157
эклогит 輝榴岩, 154
электроны 電子, 20
элеолиловые сиениты 脂光石正長岩, 124
эндогенные процессы 內力作用, 160, 163, 165
эоловые отложения 風力堆積 162,165
эпигенетические долины 後成谷, 207
эпейрогенез 造陸作用, 163,165
эрозия 侵蝕, 161,165,168
эстуария 三角港, 236
эффузивные породы 噴出岩, 112

Я

ядерная реакция 原子核反應, 25
ядро атома 原子核, 20
яшма 碧玉, 101

原書未校正的勘誤

原書頁數	行	誤	應讀爲
25	—3	$(H_2H_2^4)$	$(_2H^4)$
51	中間表中所有的	μ	$\kappa\mu$
60	20	1200 μ	1200 $\kappa\mu$
63	圖底右首	700 $\kappa\mu$	700 $\mu\mu$
73	3	1000 μ	1 0000 μ
77	—8	Африки	Америки
77	—8	13°9 C	13. 9° C
81	附圖說明	……в километрах……,	……в миллионах квадратных километров……
83	附圖說明	2—скалы,	2—Сиаль;
95	—13	脫漏了	—ние воды.
111	—13	граниты	гранаты
129	15	$Na_2SO_4 10H_3O$	$Na_2SO_4 10H_2O$
119	—12	3%	30%
146	2	горючих	горячих
177	—18	$a_1 в, в B$	$a_1 в_1 в B$
186	7	pAp	pAp′
186	圖	рис. 78	Рис. 77
204	—18	пене–	пенеплена.
218	—1	мощностью 3500 $\kappa\mu^2$.	площадью 3500 $\kappa\mu^2$.
220	—10	912 т.	920 т.

其餘個別字母及標點勘誤從略。

中科院植物所图书馆
S0003132
3.500

56.5054
620
:1

1476022 56.5054
620
:1
普通地质学
上册
56.5054
620
:1
56./620:1
1476022

8137號註册證

書　號	58348A
定　價	¥13,500